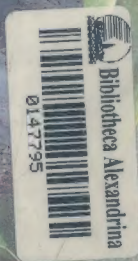


أصول الجغرافيا المناخية



مؤسسة

الثقافة الجامعية

٢٠ شارع مصطفى مشرفة
ت: ٤٨٣٥٢٢٤ الاسكندرية

دكتور

حسن سيد أحمد أبو العين

أصول الجغرافيا المناخية

دكتور حسن سيد أحمد أبو العينين
M. A., Ph. D., Sheffield Univ. (U . K.)

أستاذ ورئيس قسم الجغرافيا - كلية الآداب - جامعة الاسكندرية
أستاذ الجغرافيا الطبيعية - جامعة الكويت

الطبعة الأولى ١٩٧٧

الطبعة السابعة ١٩٩٦
: معدلة تعديلاً شاملاً

حقوق الطبع والنشر محفوظة للمؤلف والناشر أية محاولة
لتصوير هذا الكتاب أو نشره أو توزيعه دون الحصول على موافقة
المؤلف خطياً يعرض صاحبها للمساءلة القانونية .

الناشر
مؤسسة الثقافة الجامعية
للطبع والنشر والتوزيع
٤٠ شارع د. مصطفى مشرفة - الإسكندرية
ت : ٤٨٣٥٢٢٤

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

هُوَ الَّذِي يُرْسِلُ الرِّيحَ خَوْفًا وَطَمَعًا وَيُنْزِلُ السَّحَابَ الْثِقَالَ ﴿١٥﴾
وَيُسَبِّحُ الرَّعْدُ بِحَمْدِهِ وَالْمَلَأَكَّةُ مِنْ خِفَتِهِ وَيُرْسِلُ الصَّوَاعِقَ
فَيُصِيبُ بِهَا مَنْ يَشَاءُ وَهُمْ يُجَادِلُونَ فِي اللَّهِ وَهُوَ شَدِيدُ الْحَالِ ﴿١٦﴾

عَبْدُ اللَّهِ الْعَظِيمِ

سورة الرعد

تضاريس

علم المناخ هو أحد أفرع الجغرافيا الطبيعية، ويختص بالإشتراك مع علم تضاريس سطح الأرض «الجيومورفولوجيا» في عرض التحليل الجغرافى للبيئة الطبيعية التى يعيش فيها الإنسان. ويسهم هذا العلم فى بناء الخلفية الأساسية لكثير من العلوم الإنسانية وأفرع الجغرافيا البشرية وبفضل هذه الخلفية المناخية يمكن للباحثين فى أفرع العلوم المختلفة تفسير الظواهر البشرية المتنوعة على سطح الأرض تفسيراً دقيقاً. وما العوامل الخارجية (التجوية وعوامل التعرية) التى تشكل الظواهر التضاريسية لأجزاء سطح الأرض إلا وليدة الظروف المناخية وانعكاساً لها. ولا يخفى علينا لما للظروف المناخية من أثر بارز فى تشكيل أوجه النشاط الاقتصادى للإنسان بل وكذلك فى ملبسه ومسكنه وصحته وقدرته على العمل.

ولا تزال المكتبة الجغرافية فى معظم بلدان الوطن العربى تفتقر إلى المزيد من الدراسات الجادة التى تعالج أصول علم المناخ وقواعده، إلا أن المكتبة الجغرافية المصرية تعد أسعد حظاً نسبياً بما قدمه بعض الرواد فى هذا العلم. ويعد الأستاذ محمود حامد محمد من أوائل الذين أسهموا بحق فى إرساء قواعد هذا العلم فى مصر والعالم العربى. وقد ظهرت بعض دراساته فى عدة كتب مناخية قام بنشرها عندما كان مديراً لمصلحة الأرصاد الجوية فى مصر، ومنها «الظواهر الجوية فى القطر المصرى» فى عام ١٩٢٧، و«مناخ العالم» فى عام ١٩٣٣ و«المتيورولوجية» فى عام ١٩٤٦، وعلى الرغم من مرور نحو خمسة وثلاثين عاماً على كتابه الأخير هذا، إلا أنه لا يزال يعد متبعاً فيما يأتى يستقى منه دارسو علم المناخ.

كما أسهم بعض الباحثين فى مصر فى نشر مزيد من الدراسات للمناخية وإظهار أهميتها، ونخص بالذكر هنا الأستاذين محمد جمال الدين

الفندى (١٩٥٦ و ١٩٦٢) وعبد العزيز طريح شرف (١٩٥٦ و ١٩٦٣) حيث قدما كتباً جامعية أضافت أول خطوات الطريق أمام البحوث الجغرافية المناخية . ونتج عن ترجمة بعض الكتب الأجنبية في الجغرافيا المناخية إلى اللغة العربية تزويد المكتبة الجغرافية العربية ببعض الدراسات الجادة في هذا المجال . ويرجع الفضل في البداية هنا إلى الأستاذين محمد متولى موسى ، وإبراهيم رزقانة حيث قاما بترجمة كتاب « علم المناخ » للأستاذ أوستين ميلر " Austin Miller " Climatology ، وإلى الدكتور عزيز ميلاد قريصة الذي قام بترجمة كتاب « طبيعيات السحب » للأستاذ بهرى فى عام ١٩٦١ " Perrie, D.W " Cloud Physics ، وإلى الدكتور زكى رفلة الرشيدى الذى قام بترجمة كتاب « المناخ والتطور الإقتصادى فى المناطق المدارية » للأستاذ دوجلاس ، فى عام ١٩٦٢ Douglas, H.K.L., "Climat and economic development in the Tropics" ومن بين الدراسات الأخرى التى ساعدت على معرفة الدارس العربى بقواعد علم المناخ دراسات الدكتور يوسف عبد المجيد فايد (١٩٦٣ و ١٩٦٤) والدكتور على على البنا (١٩٦٨) والدكتور فهمى هلالى هلالى أبو العطا (١٩٧٠) .

أما عن الدراسات المناخية الأخرى التى قام بها الباحثون فى بعض بلدان الوطن العربى عدا مصر ، نذكر من بينها دراسات الدكتور جاسم الخلف (١٩٦٥) ، والدكتور مهدي الصحاف (١٩٦٥ و ١٩٧٦) ، كما قام الأساتذة على المياح وحسن الخياط وحسن طه بترجمة كتاب « مناخ القارات » للأستاذ كندرو فى عام ١٩٦٧ " Kendrew, W.G., "The Climate of the Continents" وفى الجمهورية السورية نشر الدكتور عبد الرحمن حميدة كتابه « علم المناخ » فى عام ١٩٦٨ .

ولا يدعى المؤلف بتقديمه هذا الكتاب أسبقيته فى وضع حجر أساس للدراسات المناخية فى عالمنا العربى ، ولكنه يبغى من تقديم هذه الدراسة عرضها بصورة علمية مطورة ومبسطة فى نفس الوقت . كما يهدف المؤلّد إلى إظهار الأهمية التطبيقية لعلم المناخ التطبيقى ، ومعالجة كثير من المشكلات المناخية التى لم تنل حقها فى بعض الدراسات المناخية السابقة .

ومن ثم يجد القارئ بين صفحات هذا الكتاب محاولات لدراسة مزايا علم المناخ التطبيقي ومشاكله، والاستفادة من نتائج بعض العلوم الطبيعية في التفسير العلمي لخصائص الإشعاع الشمسي وشدته وقياسه وحساب نورانية الأرض (الألبيدو Albedo)، ومعدل التغير الراسي في درجة حرارة الغلاف الجوي في طبقاته المختلفة Lapse rate ودراسة التيارات الهوائية العليا النفاثة Jet streams وما لها من أثر في نشوء بعض الاضطرابات الجوية، ومشكلة نشأة الرياح الموسمية، ومدى العلاقة بينها، وبين الرياح التجارية.

كما يعرض هذا الكتاب لدراسة بعض التقاسيم الحديثة للأقاليم المناخية على سطح الأرض، وخاصة تقسيم هولدرديج الذي يعرف باسم اقاليم «الحياة الطبيعية» Holdridge's Natural life - zone classification وتقسيم بديكو Budyko لمناطق الرطوبة والجفاف في العالم، وذلك عن طريق حساب القيمة الفعلية للتساقط Potential Precipitation والقيمة الفعلية للحرارة Temperature Efficiency ونسبة التساقط للبخر P/E ratio، ودرجات الحرارة الحيوية Biotemperature ومعدل القيمة الفعلية للبخر والنتح Potential évapotranspiration ومعامل الرطوبة Moisture Index ومعامل الجفاف Dryness Index.

ويتألف هذا الكتاب الذي يعالج أصول الجغرافيا المناخية من ثلاثة أبواب تضم أربعة عشر فصلاً. ويتكون الباب الأول من ثلاثة فصول تعالج تطور الفكر العالمي في الدراسات المناخية والأهمية التطبيقية للدراسات المناخية، ودراسة الغلاف الجوي الذي يحيط بالكرة الأرضية وإيضاح خصائص طبقاته المختلفة لكونه المعمل الذي تنشأ وتتشكل فيه كل عناصر المناخ.

أما الباب الثاني فيضم ثمانية فصول (من الفصل الرابع حتى الفصل الحادي عشر)، ويختص بالدراسة التفصيلية لعناصر المناخ، ويجاد القارئ فيه معالجة جادة للإشعاع الشمسي وحرارة الهواء والضغط الجوي وطرق الرصد الجوي للرياح والعوامل التي تؤثر في إتجاهها

وسرعتها، ومجموعات الرياح الدائمة والموسمية والمحلية في العالم. كنما
تعالج بعض فصول هذا الباب موضوعات لها أهميتها في الدراسات
الجغرافية المناخية وبخاصة نشأة الكتل الهوائية بأنواعها المختلفة،
والإنخفاضات الجوية والإرتفاعات الجوية والزوايا للندارية، والرطوبة
والبحر والنتج والتكاثف. واختص الفصل الأخير من هذا الباب بدراسة
مظاهر التكاثف في الهواء القريب من سطح الأرض (الندى والصقيع
والضباب) وفي الهواء البعيد عن سطح الأرض (البرد والثلج والسحب
والأمطار).

أما الباب الثالث من هذا الكتاب فيتألف من ثلاثة فصول (من الفصل
الثاني عشر حتى الفصل الرابع عشر) ويعالج الفصل الثاني عشر طرائق
تقسيم سطح الأرض إلى أقاليم مناخية مع الإشارة إلى التقاسيم الحديثة
التي إقترحها بعض الباحثين في الآونة الأخيرة. في حين يناقش الفصل
الثالث عشر الخصائص العامة للأقاليم المناخية على سطح الأرض.
ويعرض الفصل الرابع عشر دراسة تطبيقية للأقاليم المناخية. ولتجنب
التكرار عند دراسة الأقاليم المناخية في قارات العالم قارة بقارة، فقد رأى
المؤلف إختيار قارة أوروبا ودراستها كنموذج لبقية قارات نصف الكرة
الشمالى، وإختيار قارة أستراليا ودراستها كنموذج لبقية قارات نصف
الكرة الجنوبي.

وقد زود المؤلف كتابه هذا بعدد من الخرائط والأشكال والرسوم
البيانية واللوحات الفوتوغرافية حتى يمكن للقارئ أن يتابع مضمونه
وموضوعاته في سهولة ويسر. ويأمل المؤلف أن يكون بكتابه هذا قد ساهم
بجهد متواضع في إثراء الدراسات الجغرافية المناخية في عالمنا العربى،
ووفق في تحقيق القصد والهدف من هذه الدراسة .

والله وحده ولى التوفيق

أستاذ دكتور حسن أبو العينين

بيروت في عام ١٩٧٧

مقدمة الطبعة السابعة

يطيب للمؤلف أن يقدم للقارئ العربي هذه الطبعة السابعة من كتاب أصول الجغرافيا المناخية في ثوب جديد وذلك بعد أن قام بتجديد مضمونها تجديداً شاملاً عما سبق أن جاء في طبعاته السابقة. وقد قام المؤلف بتزويد هذه الطبعة بالبيانات والمعلومات الحديثة وبعرض للأساليب العلمية للطورة والمستخدمه حالياً في الدراسات المناخية المعاصرة. ومن ثم تضمن الفصل الأول من الكتاب إضافات عن إستخدام التقنيات الحديثة في دراسة علم المناخ، وأهمية دراسات الاستشعار من بعد (المريثات الفضائية للأقمار الصناعية المناخية) في تحليل خصائص الغلاف الجوي.

وأضاف المؤلف في الفصل الثالث من هذا الكتاب معلومات جديدة حول قضايا مناخية مهمة من بينها تلوث الغلاف الجوي والأمطار الحمضية وثقب الأوزون. واحتوى الفصل الرابع معلومات عن مورفولوجية الشمس وخصائصها العامة على أساس أنها المصدر الرئيسي لحرارة الغلاف الجوي.

وعند دراسة عواصف الرعد والبرق في الفصل التاسع من هذا الكتاب، أضاف المؤلف معلومات جديدة عن الصواعق، في حين إشتمل الفصل الحادي عشر على دراسات تطبيقية متعمقة عن التحليل الكمي للأمطار، وعن الإستمطار أو طرائق إسقاط المطر الإصطناعي.

ويأمل المؤلف أن يكون الكتاب في هذه الصورة الجديدة موفقاً في إتمام القارئ باستخدام التقنيات الحديثة في الدراسات المناخية، وتعريفه بالخصاي المناخية المهمة التي تختص بالغلاف الجوي للككرة الأرضية.

والله ولي التوفيق ،،،

أ.د حسن أبو العينين

مدينة العين في يوم ٢١/١١/١٩٩٥

الباب الأول

**علم المناخ وتطوره وأهميته التطبيقية
والخصائص العامة للغلاف الجوى**

الفصل الأول : علم المناخ وتطوره.

الفصل الثانى : الأهمية التطبيقية للدراسات المناخية.

الفصل الثالث : الغلاف الجوى للككرة الأرضية.

الفصل الأول علم المناخ وتطوره

علم المناخ Climatology هو أحد أفرع الجغرافيا الطبيعية ^(١) Physical Geography، ويختص بدراسة ظاهرات ليس للإنسان دخل في تكوينها أو نشأتها، وتتمثل هذه الظاهرات في الغلاف الجوى Atmosphere الذى يحيط بالكرة الأرضية عامة ويقسمه الأسفل الذى يلامس سطح الأرض خاصة. وينتج عن تفاعل الغلاف الجوى (تبعاً لسقوط الأشعة الشمسية على سطح الكرة الأرضية ومرورها عبر الغلاف الجوى) مع الأغلفة الطبيعية الأخرى للكرة الأرضية والتي تتمثل فى الغلاف المائى Hydrosphere والغلاف الصخرى Lithosphere والغلاف النباتى ^(٢)، حدوث تنوع كبير فى درجات حرارة الهواء الملامس للأجزاء المختلفة من سطح الأرض، ومن ثم إختلاف كبير كذلك فى مقدار الضغط الجوى وإتجاه الرياح وسرعتها وكمية الأمطار الساقطة من جزء إلى آخر على سطح الأرض. وتبعاً لتنوع هذه العناصر الجوية Elements of the Atmosphere أو بمعنى آخر العناصر المناخية Climatic Elements تتنوع حالة المناخ

(١) تتعلق دراسات الجغرافيا الطبيعية بالظواهر الطبيعية (التي ليس للإنسان دخل في نشأتها) والتي تتمثل فوق قشرة الأرض وما يقع فوقها من غلاف غازى. ومن ثم تهتم هذه الدراسات بمعرفة الخصائص العامة لكل من الغلاف الصخرى والغلاف المائى، وقد تعرض كذلك لدراسات جغرافية النباتات الطبيعية Natural Vegetation وجغرافية الحيوانات البرية. Natural Animal Geography.

(٢) يختلف الغلاف النباتى عن بقية الأغلفة الأخرى لكونها الأرض فى أن له دورة نمو، فالأشجار تنمو وتكبر ثم تذبل وتموت، ومن ثم يشير بعض الجغرافيين إلى الغلاف النباتى على أنه جزء من مضمون علم الجغرافيا الحيوية Biogeography.

Climatic Condition من مكان إلى آخر على سطح الأرض^(١).

ولا يستطيع الباحث أن يحدد حالة المناخ في منطقة ما من سطح الأرض إلا بدراسة طبيعيات الغلاف الجوى Physics of the Atmosphere ورصد التغيرات اليومية لعناصره المختلفة، ثم حساب المتوسطات الشهرية والسنوية لهذه العناصر، وذلك لمدة لا تقل عن ٣٥ عاماً حتى يمكن معرفة الصورة العامة لحالة المناخ لأي منطقة ما من سطح الأرض.

ويختص علم الأرصاد الجوية^(٢) Meteorology بدراسة التغيرات اليومية لعناصر الغلاف الجوى عن طريق رصد وقياس درجة حرارة الهواء والضغط الجوى واتجاه الرياح وسرعتها، وكميات التساقط خلال ساعات اليوم الواحد (أي خلال ٢٤ ساعة) لأي مكان على سطح الأرض. ومن تحليل هذه البيانات الطقسية المسجلة يومياً يمكن معرفة حالة الطقس اليومي Daily Weather Condition بل والتنبؤ بما سيكون الطقس عليه في خلال يومين لاحقين. وتهم هذه البيانات العاملين في شئون الملاحة الجوية والملاحة البحرية والمختصين بتأمين حالة السير والنقل فوق الطرق البرية تحت الظروف الطقسية المتنوعة، والعاملين في الشئون الزراعية خاصة هؤلاء الزراع الذين يشتغلون في مناطق ذات طقس متقلب مما قد يؤثر في حجم إنتاجهم الزراعى وفي كفاءة العمليات الزراعية المتعددة التي يقومون بها. كما يهتم كل من الرحالة والمغامرين ومتسلقي الجبال وكثير من وحدات الجيوش الحديثة والقائمين بالخدمات العامة في المدن الكبرى (الإضاءة والكهرباء والمواصلات السلكية واللاسلكية والصرف الصحى)

Howard, J. Critchfield, "General Climatology". Prentice-Hall, New Jersey, 2ed ed (١) (1966) P.3-13

(٢) تمثيل علم (الأرصاد الجوية) Meteorology مشتق من اللغة الإغريقية حيث أن كلمة Meteos تدل على «الأشياء العليا» مثل الكواكب والنجوم، وقد كان الإغريق يدرسون مناخ الأرض ضمن دراستهم لحركة الكواكب والنجوم في الفضاء. أما كلمة Logos فمعناها بالإغريقية «علم» وتعبر «علم المناخ» Climatology مشتق كذلك من اللغة الإغريقية، حيث أن كلمة Klima تدل على الانحدار الافتراضى لسطح الأرض.

وأنقل (...). بتتبع التغيرات الطقسية اليومية لما قد يكون لها من أثر في كفاءة تاديتهم لأعمالهم.

ويهتم المختصون في شئون الرصد الجوى اليومى، ومصالح الأرصاد الجوية بدراسة علم الأرصاد الجوية Meteorology للتعرف على الخصائص الدقيقة لطبيعيات الجو وظواهره، وعلى التغيرات اليومية لقيم العناصر الجوية المختلفة.

أما علم المناخ Climatology فهو ذلك العلم الذى يدرس حالة العناصر الجوية فى منطقة ما من سطح الأرض عن طريق حساب متوسطات متغيراتها وقيمها خلال مدة لا تقل عن ٣٥ عاماً^(١). وعلى ذلك فالمناخ ليس هو مجرد متوسطات حسابية Statistical Averages للعناصر الجوية بل تعبر حساب هذه المتوسطات عن الحالات الجوية Atmospheric Conditions التى تتمثل فوق أجزاء سطح الأرض المختلفة. وإذا إحصت الدراسات المناخية بدراسة الظواهرات المناخية لأجزاء واسعة من سطح الأرض، ومعرفة الملامح العامة لهذه الظواهرات، فإن هذه الدراسة تدخل ضمن علم المناخ العام Macro - Climatology. أما إذا إختصت الدراسات المناخية بدراسة الحالات المناخية لمناطق محدودة جداً من سطح الأرض مثل مناخ المدن Town Climate ومناخ المناطق الصناعية فإن هذه الدراسة تدخل ضمن علم المناخ التفصيلي Micro-Climatology. ويهتم الجغرافيون بدراسة علم المناخ Climatology لما لحالات المناخ المختلفة من أثر كبير فى صحة الإنسان ونشاطه وملبسه ومأكله ومسكنه وطبيعة عمله وأنواع الحرف التى يقوم بها، كما تؤثر حالات المناخ كذلك فى التوزيع الجغرافى للنباتات الطبيعية على سطح الأرض وتنوع العائلات النباتية والحيوانية من مكان إلى آخر، وللظروف المناخية المتنوعة أثرها الكبير فى نوع الغلات التى يقوم الإنسان بزراعتها تحت هذه الظروف ومن ثم فى توطنها

Dè Martonne, E., "Traite de géographie physique" Neuvième édition, Paris (١) (1957) P.107.

الزراعى، وفى طرق النقل وكثافتها والمواصلات وفى التوطن الصناعى. التخطيط العمرانى بل وفى المظهر الجيومورفولوجى والأهمية الإستراتيجية لأجزاء سطح الأرض المختلفة. ومن ثم إهتمت الدراسات جغرافية المعاصرة بما يعرف اليوم باسم علم المناخ التطبيقى Applied Climatology وسنشير فى دراستنا هذه للإطار العام لهذا العلم الحديث.

علم المناخ التطبيقى: Applied Climatology

برزت أهمية علم المناخ التطبيقى بعد الحرب العالمية الثانية حيث أظهرت الحرب ضرورة جمع المعلومات والبيانات الطقسية واستخدامها فى الوحدات الجوية والبحرية والبرية للجيش وضرورة الاستعانة بهذه المعلومات الخاصة عى الطقس اليومى عند التخطيط للمعاملات الحربية. وهكذا ظهرت بعض المؤلفات العلمية العسكرية التى تعالج النتائج العملية المباشرة لعلم المناخ التطبيقى ومن أظهرها كتابات الأستاذ ودرى جاكوب فى عام ١٩٤٧ Woodrow Jacobs

وتتركز الوسائل التى يستعين بها علم المناخ التطبيقى على البيانات المتيورولوجية Meteorological data التى ترصد كل ساعة من ساعات كل يوم بمحطات الأرصاد الجوية المنتشرة فى معظم أنحاء العالم. ولا يقتصر عمل باحث علم المناخ التطبيقى Applied Climatologist على عرض ملخصات لهذه البيانات المتيورولوجية أو حساب المتوسطات اليومية لعناصر الجوية المختلفة، بل كثيراً ما يحتاج باحث علم المناخ التطبيقى إلى بيانات تفصيلية لها آثارها المباشرة فى إيجاد الحلول المرضية للمشاكل المتيورولوجية التطبيقية التى يعرض لها هذا الباحث بالدراسة^(٢). فقد يهتم المتيورولوجى التطبيقى بإيجاد معلومات تفصيلية عن الندى Dew وتركيب التساقط Composition of Precipitation، ومعرفة وزن الثلج Weight of Snow الساقط، ومدى سرعة إنصهاره ومدى سرعة التجمد فوق الأسطح

(١) Woodrow Jacobs, "Wartime developments in Applied Climatology", 1947.

(٢) Mather, J. R., "Climatology, Fundamentals and Applications" Mc-Graw-Hill, (٢) N. Y. (1974. P.4-5.

المكشوفة، ومتوسط عمق المناطق المتجمدة من سطح التربة، والمحترق
الرطوبي للتربة Soil moisture content وحساب التبخر والنتح
Evapotranspiration وتوزيع الهواء الرأسى ومدى سرعة صعوده إلى أعلى
وإثر كل ذلك على التوازن الحرارى Heat Balance. وكثير من هذه البيانات
نقاط قد لا يهتم بدراستها باحث علم المناخ العام.

وعلى ذلك يتلخص عمل باحث علم المناخ التطبيقي فى النقاط
التالية:

أ- تفسير البيانات الطقسية، وخاصة تلك التى تختص بالمشاكل التى يقوم
بدراستها.

ب- الاستعانة ببعض البيانات الطقسية الأخرى والتى يمكن الحصول
عليها Available وذلك لمعرفة بعض البيانات الطقسية التى تتطلبها
الدراسة Required، وفى نفس الوقت من الصعب الحصول عليها
بصورة مباشرة.

ج- إضافة بعض البيانات الطقسية الناقصة فى بيانات منطقة ما
Missing data، معتمداً فى ذلك على خبرته السابقة المكتسبة فى
الأبحاث التطبيقية، أو على بيانات طقسية لمناطق أخرى متشابهة
الظروف الطقسية. ويتوقف نجاح باحث علم المناخ التطبيقي على إيجاد
صلة الربط بين كل من المعلومات التى يمكن الحصول عليها وتلك
المطلوبة لخدمة الأغراض التطبيقية⁽¹⁾.

وعلى ذلك فإنه يلزم باحث علم المناخ التطبيقي أن ينسق بين
المعلومات والبيانات الطقسية والمناخية المختلفة بحيث تساهم فى النهاية
فى وضع الحلول العملية لمتطلبات الأغراض التطبيقية المختلفة، أو بمعنى
آخر فإن على باحث علم المناخ التطبيقي اكتشاف أثر الظروف الطقسية
والمناخية فى التفاعلات التطبيقية المختلفة، ثم عليه أن يوضح كيفية

(1) Mather, J. R., "Climatology, Fundamentals and Applications" Mc-Graw-Hill,
N. Y. (1974, P.5.

الاستفادة من هذه الظروف الطقسية والمناخية فى إختيار مواقع الإنتاج ووسائل زيادته وتجنب الأخطار التى قد تقع بسبب تغير الظروف الطقسية. وعلى ذلك تظهر أهمية دراسات علم المناخ التطبيقى عند إختيار مواقع المطارات (بحيث لا تكون مثلاً فى مناطق تتأثر بشدة بحدوث الضباب أو تتعرض دائماً للعواصف الرملية ..) وتبرز أهمية هذا العلم كذلك بالنسبة للأغراض العسكرية المتنوعة. وتعتمد القوات العسكرية للولايات المتحدة الأمريكية على مركز مناخى Climatic Center خاص بها، يزودها بالبيانات الخاصة عن الطقس وتحليل حالات المناخ على سطح الأرض. وعلى سبيل المثال احتاج قادة الجيش فى الولايات المتحدة الأمريكية إلى معلومات مناخية تتعلق بمدى حدوث العواصف الثلجية على طول الساحل الشمالى الغربى للبلاد وأثر ذلك فى الملاحة الجوية وإنشاء خطوط المواصلات السلكية لخدمة الأعمال العسكرية المختلفة التى يقوم بها سلاح الإشارة فى الجيش الأمريكى. واقترح مهندسو الجيش فى البداية إنشاء محطة إرسال قوية تتصل ببقية خطوط الإرسال Power transmission Lines فى المنطقة. وعند عرض المشكلة على باحثى علم المناخ التطبيقى إقترحوا لحل هذه المشكلة ما يلى:

١- حساب مدى تجمع الثلج المتساقط فوق أسلاك الإتصال بعد كل عاصفة ثلجية فى هذه المنطقة.

٢- حساب ثقل الثلج وسمكه بحجمه حتى يمكن للمختصين استخدام أسلاك بسمك مناسب وصلابة معينة حتى تتناسب خصائص هذه الأسلاك مع ثقل الثلج الواقع عليها.

٣- معرفة الإتجاه السائد للرياح وأثر ذلك فى توجيه ميل الثلج المتساقط، وتساهم هذه الملاحظات فى تحديد إتجاهات خطوط الإتصالات السلكية بحيث تواجه أخطار أقل كمية ممكنة من الثلج المتساقط.

ومن ثم يتبين أن التقرير النهائى لهذه المشكلة لا يعد تقريراً مناخياً.

بل هو فى الواقع عبارة عن بحث تطبيقي يحدد أنسب الوسائل التى يمكن إتباعها عند تصميم نماذج خطوط الاتصالات السلكية Transmission line designe فى المناطق التى تتعرض لتساقط الثلج.

وقد لخص الأستاذان لاندسبرج وجاكوب (1951) Landsberg and Jacobs أربع مجموعات رئيسية من المشاكل العديدة التى تواجه الباحث فى علم المناخ التطبيقي^(١) وتتلخص هذه المشاكل فيما يلى:

١- مشاكل تتعلق باختيار أنسب النماذج وتحديد خواص الآلات والمواد.

The desing and specification of equipment and material.

٢- مشاكل تتعلق باختيار مواقع الإنتاج، وبمدى إستخدام الموارد والإمكانات المحلية فى المنطقة لخدمة هذا الإنتاج كما هو الحال عند إختيار مواقع توليد الطاقة الكهرومائية.

٣- مشاكل تتعلق بالتخطيط للعمليات المختلفة The planning of operations فعند إختيار الموقع اللازم لعملية ما، يعرض علم المناخ التطبيقي لأثر الظروف المناخية على كفاءة مراحل بناء هذه العملية خلال أشهر السنة المختلفة، وعلى عمليات نقل مستلزمات البناء والإنتاج إلى هذا الموقع. ويجب أن يحدد علم المناخ التطبيقي مدى أثر الظروف الطقسية خلال أيام فصول السنة المختلفة فى تعطل عمليات البناء وتوقفها عن العمل.

٤- مشاكل تتعلق بأثر المناخ على الأنشطة الحيوية Biological activities فإذا كانت المحاصيل الزراعية تتأثر قليلاً باختلاف درجات الحرارة وبكمية الأمطار الفصلية الساقطة، وبكمية الأشعة الشمسية، وبمدى حدوث الصقيع، إلا أن للظروف المناخية أثراً كبيراً فى ضرورة إختيار الإنسان لأنسب أنواع البذور التى تلائم هذه الظروف المناخية،

(1) Landsberg, H. E. and jacobson, W. C., "Applied Climatology, in T. F. Malone "Compendium of meteorology", Amer. Metro. Soc., Boston (1951) P.976-992.

وأختبار، المايقة الناسب لمراعل إنبات الحاصيل المختلفة وجمعها
وحصدها ومدى مقاومة النباتات للأمراض الناتجة بفعل التغيرات
الطقسية والتي قد تؤدي إلى هلاك المحاصيل الزراعية.

تطور معرفة الإنسان بعلمى الأرصاد الجوية والمناخ:

على الرغم من حداثة معرفة الإنسان بعلمى الأرصاد الجوية والمناخ
إلا أنه منذ يوم ميلاده على سطح الأرض كان يفكر فى تغير حالات الطقس
اليومية، كما أرمقته التغيرات الجوية الخطيرة من زمهرير بارد تارة
ومجير ساخن تارة أخرى. واستعان الإنسان بالخرافات عند تفسيره
لبعض التغيرات الجوية الفجائية واكتشافه لخبايا الغلاف الجوى وأسراره
Atmospheric misterics مثل حدوث الأعاصير والإنخفاضات الجوية
وعواصف الرعد والبرق والعواصف الرملية والرياح الصرصر العاتية،
وسقوط الأمطار الغزيرة الفجائية. واعتقد الإنسان قديماً بأن هناك آلهة
يختص كل واحد منها بتنظيم ما يحدث فى الغلاف الجوى من تغيرات.
فقد عبد الفراعنة الشمس واعتبروها إلهاً عرف باسم «رع» أو إله الشمس
«أتون» وهو المسئول فى نظرهم عن سقوط الإشعاع الشمسى على سطح
الأرض وبعث الحياة فى كل الكائنات الحية على هذا السطح. واعتبر
الأغريق الإله بورياس Boreas هو المسئول عن هبوب الرياح الشمالية، فى
حين كان الإله بلوفقيوس Pluvius هو إله المطر عند الرومان، وثور Thor هو
إله الرعد عند قبائل وجماعات شمال أوربا -النورس Norse- ولا تزال
كثير من الجماعات البدائية التى تعيش فى أواسط إفريقيا تعتمد على
تدركات ساحر القبيلة فى إسقاطه للأمطار خاصة إذا ما تأخر موعد(موسم
الفصل الممطر فى هذه الأقاليم)⁽¹⁾.

ومع ذلك فقد كانت هناك بعض المحاولات الجادة التى حاولت تفسير
بعض الظواهر الجوية خلال الفترات التاريخية القديمة. فيعزى الفضل

(1) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, New Jersey,
2ns edi. (1966) P.3-7.

للأشوريين فى وضع نظام قياس الزمن وترتيب الفصول، وهم أول من فكر فى التنبؤ بتغيرات الجو. وفى القرن الخامس قبل الميلاد قسم بارمنيدس Parmenides سطح العالم إلى خمسة أقاليم مناخية كبرى. فى حين أهتم هيبوقراط Hippocrates بأثر الظروف المناخية فى صحة الإنسان وفى تنوع الأمراض التى يتعرض لها، ووضع هيبوقراط أساسيات علم المناخ الطبى Medical Climatology، وذلك فى كتابه الذى أصدره عام ٤٠٠ ق.م وعرف باسم «الهواء والمياه والأماكن» Air, Waters and Places. وقد ساعد هذا الكتاب الفيلسوف الأغرقي أرسطو فى كتابة موسوعته عام ٣٥٠ ق.م عن حالات الطقس Aristotélés Meteorologica، كما أقام الإغريق^(١) فى القرن الثانى قبل الميلاد برجاً فى أثينا عرف باسم «برج الرياح» له ثمانية أوجه ومحفور على كل وجه منها نوع الرياح التى تهب على هذا الوجه أما أقدم مقياس للمطر فلم يعرف إلا فى عام ١٤٤٢ ق.م واكتشف فى الصين.

التراث الجغرافى الإسلامى وعلم المناخ:

يرى كثير من الكتاب الأوربيين أن علم المناخ من العلوم الحديثة ويرجعون الفضل كله للعلماء الأوربيين فى أسباب تطوره ويغفلون تماماً ما أسهم به التراث الجغرافى الإسلامى فى ترسيخ مبادئ هذا العلم. فخلال فترة إضمحلال العلوم فى القارة الأوربية إبان العصور الوسطى المظلمة شهدت البلدان العربية الإسلامية تطوراً كبيراً فى العلوم ونهضة شاملة فى الفكر وذلك بفضل تعاليم الدين الإسلامى الحنيف. فتحت آيات كثيرة من القرآن الكريم الإنسان إلى طلب العلم والتعرف على الكون ويقول عز وجل «هل يستوى الذين يعلمون والذين لا يعلمون...»، «إنما يخشى الله من عباده العلماء...»، «وتلك الأمثال نضربها للناس وما يعقلها إلا العالمون...» وتحدث آيات كثيرة من القرآن الكريم عن الشمس

(١) - محمود حامد محمد «التجديدولوجيا» القاهرة (١٩٤٦) ص ٣.

ب- محمود حامد محمد «الظواهر الجوية فى القطر المصرى» القاهرة (١٩٢٧) ص ٢-٤

والقمر والليل والنهار والضحى والفجر والسماء والطارق وإن لله ملك السموات والأرض وذلك ليفكر الإنسان في عظمة قدرة الخالق عز وجل وليقترب بعقله وقلبه معاً إلى الله سبحانه وتعالى كلما ازداد الإنسان علماً. ومن آيات القرآن الكريم التي تضيء للإنسان إشارات منيرة ليتفهم بها الظروف المناخية التي يعيش فيها «الله الذي يرسل الرياح فتثير سحاباً فيبسطه في السماء كيف يشاء....» سورة النور ٤٨، «ألم تر أن الله يزجي سحاباً ثم يؤلف بينه، ثم يجعله ركاماً، فترى الودق يخرج من خلاله وينزل من السماء من جبال فيها من برد فيصيب به من يشاء ويصرفه عمن يشاء، يكاد سنا برقه يذهب بالأبصار» سورة النور ٤٣ «وأرسلنا الرياح لواقح فأنزلنا من السماء ماء فأسقيناكموه وما أنتم له بخازنين» سورة الحجر ٢٢^(١)، «هو الذي يُريكم البرق خوفاً وطمعاً وينشئ السحاب الثقال، ويسبح الرعد بحمده، والملائكة من خيافته ويرسل الصواعق فيصيب بها من يشاء وهم يجادلون في الله وهو شديد المحال» سورة الرعد ١٢-١٣.

وكان نتيجة لعبور الثقافة اليونانية القديمة إلى الثقافة العربية عن طريق السريان الذين إحترفوا أعمال الترجمة ولانتشار الدين الإسلامي التحنيط في ربوع واسعة من العالم وظهور فئة من علماء المسلمين الذين جابوا البلاد وشاهدوا أحوال السكان في بلدان العالم إزدهرت العلوم ونضج الفكر وأسهمت الثقافة العربية الإسلامية في تطور الفكر العالمي في مختلف العلوم^(٢).

(١) للدراسة التفصيلية في هذا الشأن راجع:

١- حسن أبو العيينة «الإعجاز العلمي في القرآن - القرآن الكريم والجغرافيا الفلكية - مع آيات الله في السموات الجزء الأول مطبعة العبيكان - السعودية - الرياض (١٩٩٦).

٢- حسن أبو العيينة «الإعجاز العلمي في القرآن - القرآن الكريم والجغرافيا الطبيعية - مع آيات الله في الأرض الجزء الثاني مطبعة العبيكان - السعودية - الرياض (١٩٩٦).

(٢) د. محمد محمود الصبيح «متهج للمسلمين في البحث الجغرافي» بحث قدم إلى المؤتمر الجغرافي الإسلامي الأول - الرياض - ١٩٧٩.

فاستخدم علماء العرب الأبرة المغنطيسية والأسطرلاب في تحديد الاتجاهات أو قياس إرتفاع النجوم الثابتة^(١) وعرف العرب ظاهرة قوس قزح وقام قطب الدين الشيرازي بشرح كيفية تكوينه في كتابه نهاية الإدراك. بينما عرض الحسن بن الهيثم لدراسة إنكسار الأشعة الضوئية الساقطة من الأجرام السماوية ووصولها إلى سطح الأرض. كما يعد العرب أول من أراقبوا تغير أوج الشمس وأقاموا أول محطات للأرصاد الجوية حيث أمر الخليفة المأمون ببناء مرصدين أحدهما يقع على جبل قيسون بدمشق والآخر يقع في منطقة الشاماسة ببغداد لقياس الظواهر الجوية المختلفة.

وعند دراسة التراث الجغرافي الإسلامي يتبين مقلدوا ما أسهم به هذا التراث في تقديم علم المناخ وتطوره. فقد ميز العرب أكثر من مائة وخمسين اسماً لأنواع السحب، وأشاروا إلى أربعة وثمانين اسماً مختلفاً لأنواع المطر. وإهتم الأصطخري^(٢) بدراسة الأقاليم المناخية وقسم بلاد فارس إلى إقليمين مناخيين أحدهما إقليم المناخ البارد «الصوم» والآخر إقليم المناخ الحار «الجروم».

وعنى المسعودي^(٣) بدراسة العوامل التي تؤثر في تنوع الظروف المناخية من إقليم لآخر، وحدد هذه العوامل في أربع هي النواحي (ويقصد بها الموقع) والإرتفاع والإنخفاض (المنسوب)، ومجاورة النواحي للجبال والبحار وطبيعة تربة الأرض (يقصد بها التضاريس).

وإهتم الكتاب والرحالة العرب بدراسة الغلاف الغازي الذي يحيط بكوكب الأرض، وقاموا بتصنيفه رأسياً إلى عدة طبقات فالطبقة العليا منه والتي يقع القمر فوقها ترتفع فيها درجة حرارة الهواء وتتناثر فيها بقايا

(١) د. عبد الله يوسف النديم، د. طه جاد «الجغرافيا العربية» تأليف ضياء الدين علوي (متمقق) الكويت ١٩٨٠ ص ٢١٣.

(٢) الأصطخري، أبو إسحاق إبراهيم محمد «المسالك والممالك» تحقيق الدكتور محمد جابر الحيني، القاهرة ١٩٦١.

(٣) للمسعودي، أبو الحسن علي بن الحسين «مروج الذهب ومعادن الجوهر» أربعة أجزاء - مطبعة القاهرة - ١٩٥٨ جزءه (١) ص ٢٦.

الشهب ومن ثم فهي نار سموم وعرفت باسم طبقة الإثير، والطبقة الوسطى من الغلاف الغازى عرفت باسم طبقة الزمهرير حيث أنها أصل منطقة نشوء العواصف أما الطبقة السفلى من الغلاف الغازى القريبة من سطح الأرض فتعرف باسم طبقة النسيم ويتميز هواء هذه الطبقة باعتداله^(١).

وميز أخوان الصفاء بين الهواء والرياح، فالأول منهما هو الهواء فى حالة السكون، بينما إذا تحرك الهواء يصبح رياحاً وذلك فى قولهم «واعلم أن الريح ليست شيئاً سوى تموج الهواء بحركته إلى الجهات الست...» وشرح أخوان الصفاء فى كتاباتهم كل من عمليات التكاثف وحدوث التساقط وعواصف الرعد والبرق وعن الظاهرة الأخيرة ذكر أخوان الصفاء «أما البرق والرعد فإنهما يحدثان فى وقت واحد، ولكن البرق يسبق الأبصار قبل الصوت إلى المسامع لأن أحدهما روحانى الصورة وهو الضوء والآخر جسمانى وهو الصوت»^(٢).

وشرح القزوينى بشيء من التفصيل فى كتابه عجائب المخلوقات بعض العمليات والظواهر المناخية وخاصة الرياح وتساعد بخار الماء وتكوين السحب والأمطار والبرد والثلج وحدوث الرعد والبرق والصواعق. وعن أسباب هبوب الرياح يقول القزوينى «وأما كيفية حدوثها فإن الأدخنة التى تصعد من الأرض من تأثير الشمس وغيرها إذا وصلت إلى الطبقة الباردة، إما أن ينكسر حرها وإما أن تبقى على حرارتها، فإن إنكسر حرها تكاثفت وقصدت النزول فيموج بها الهواء فيحدث الريح وإن بقيت على حرارتها تصاعدت إلى كرة النار المتحركة بحركة الفلك فتردها الحركة

(١) أخوان الصفاء، الرسالة الخامسة، ص ٦٥ - طبعة دار بيروت.

(٢) المرجع السابق ص ٧٥.

(٣) القزوينى محمد محمود «عجائب المخلوقات، وغرائب الموجودات» طبعة القاهرة ١٩٦٦ ص ٦٢

الدورية إلى مُسئِل نيموج بها الهواء فيحدث تَرييح^(٢).

وتقسم العرب^(١) الرياح إلى نوعين أحدهما رياح لطيفة وأخرى ريح عاصفة وكل منهما ينقسم إلى أربعة أقسام ثانوية فأقسام الرياح اللطيفة الرحمة هي المبشرات والنُشُر والمرسلات والزُخاء، وأقسام الريح العاصفة العذاب هي العاصف والقاصف (وعما في البحر) والعقيم والصرصر (وعما في البر).

وحسب ما ذكر في أساطير العهد القديم نجد أن هناك وعيداً بالعناصر الطبيعية وتخويف الإنسان منها، فالبحر يرتبط بالشر والخير والأرض باللعنة والعذاب والآله يسكن هامات الجبال، وينتقل مع الضباب والرياح، أي أن هناك تلاسماً بين الآله والطبيعة. أما القرآن الكريم فقد برأ من ذلك وحسب الطبيعة إلى الإنسان وقربه منها وجعل بينهما إنسجاماً ومحبة ولفة، فالبحر نعمة ورحمة وبركة والأرض مسكن الإنسان وكل ما عليها وما فيها وما حولها مسخر لمنفعته.

والصلة التي تربط بين الرياح والإنسان في القرآن الكريم هي صلة الرحمة والخير والمنفعة، ولذلك جاء وصف الرياح على أنها «يُشرى» وشفعها الله عز وجل. بانزال الماء الطاهر المبارك من السماء.

وحدد القرآن الكريم إستعماله لألفاظ عناصر الطبيعة تحديداً دقيقاً لا نجده في غيره. ففرقت آياته بين «الرياح» الطيبة وبين «الريح» العاصف العاتية. والرياح جمع ريح، وجاءت في القرآن مجموعة مع الرحمة، ومفردة مع العذاب إلا في سورة يونس في قوله تعالى: «وجرين بهم بريح طيبة». وفي الحديث كان رسول الله ﷺ إذا عبت ريح يقول «اللهم اجعلها رياحاً ولا تجعلها ريحاً». وقد إستقى الكتاب المسلمون الأوائل الكثير من المعلومات التي كان يجهلها الإنسان من آيات القرآن الكريم.

وأشار ابن خلدون^(٣) في مقدمته المشهورة إلى حركة الشمس

(١) شهاب الدين النويري، نهاية الأرب في فنون الأدب، دار الكتب المصرية ١٣٤٢هـ - ١٩٢٣، المجلد الأول ص ٩٥.

(٢) ابن خلدون، عبد الرحمن بن محمد ابن خلدون، تحقيق الدكتور على وافي في أربعة أجزاء، القاهرة ١٩٥٧.

الظاهرية وتعامدها على خط الإستواء خلال فصل الربيع والخريف (الإعتدالين) وأثر ذلك فى إختلاف درجة حرارة الهواء من مكان إلى آخر ومن فصل إلى آخر على مدار السنة وذلك فى قوله «إن المسامطة فى خط الإستواء تكون مرتين فى السنة عند نقطتى الحمل والميزان، وإذا مالت فغير بعيد ولا يكاد الحر يعتدل فى آخر ميلها عند رأس السرطان والجدى...».

هذا وقد جمع البلخى بعض المعلومات المناخية التى سردها كثير من الرحالة المسلمين عن الأحوال المناخية فى بلدان العالم الإسلامى والبلدان الأخرى وقام بعمل أول أطلس مناخى عربى يتناول فيه خصائص مناخ البلدان بالشرح والصورة وذلك فى عام ١٥٢١^(١).

مرحلة إختراع أدوات الرصد الجوى والتسجيل الألى للبيانات الطقسية وأثر ذلك فى تطور عمليات الرصد الجوى وعلم المناخ:

منذ القرن السادس عشر وبداية القرن السابع عشر الميلاديين بدأ الإنسان يفكر فى صناعة آلات تساعد فى رصد وتسجيل التغيرات اليومية لظواهرات وعناصر الغلاف الجوى. فقد نجح جاليليو Galileo (الذى إكتشف المنظار الفلكى المكبر) فى إكتشاف الترمومتر الحرارى Thermometer فى عام ١٥٩٣، فى حين صنع تورشيللى Toricelli (أحد تلاميذ جاليليو) البارومتر الزئبقي Mercurial Barometer فى عام ١٦٤٣ لقياس الضغط الجوى^(٢).

ونجح الإنسان فى صناعة العديد من الآلات والأجهزة التى ساهمت فى تسجيل كل ما يتعلق بطبيعيات الجو وظواهره، وعرف الإنسان عمليات حساب المتوسطات اليومية والشهرية لدرجات الحرارة وكميات المطر اليومي والفصلى لأجزاء سطح الأرض، وإيضاح كل هذه المعلومات

(١) د. محمد محمود محمددين «القرات الجغرافى الإسلامى» - دار العلوم للطباعة والنشر ١٤٠٤هـ - ١٩٨٤ م ٢١١.

(٢) Petterssen, S., "Introduction to meteorology", Mc Graw-Hill, N.Y. (١969) P.15-18.

على الخرائط المناخية Clim atological Maps. ومن بين أقدم هذه الخرائط المناخية تلك التى قام بإنشائها عالم الفلك البريطانى أدموند هالى Edmund Halley فى عام ١٦٨٦ وذلك عند دراسته للرياح التجارية والرياح الموسمية فى جنوب شرقى آسيا^(١) وترجع أقدم قراءات للبيانات المناخية فى الولايات المتحدة الأمريكية إلى عام ١٦٤٤ وذلك عندما أنشأ جون كامبانيوس John Campanius خريطة للطقس فى قلعة سويدس Swedes Fort بحوض نهر ديلأوير Delaware. ثم استخدم دكتور جون ليننج Dr. Jhon Lining الترمومتر الفهرنهايتى لتسجيل درجة حرارة الهواء فى شارلستون بكارولينا الجنوبية فى عام ١٧٣٨. واهتمت الهيئات الطبية فى الولايات المتحدة الأمريكية بإصدار النشرات الخاصة بحالة الطقس اليومى خلال هذه الفترة^(٢).

وخلال الفترة الممتدة من القرنين الثامن عشر إلى التاسع عشر الميلاديين بدأت حكومات دول العالم المختلفة فى إنشاء محطات الأرصاد الجوية، وذلك لرصد وتسجيل التغيرات الطقسية ومعرفة تغير حالة الجو بين يوم وآخر. كما ساعد إستخدام التلغراف والوسائل السلكية منذ عام ١٨٣٠ على تبادل بيانات الرصد الجوى بين محطات الأرصاد الجوية المختلفة. وبلغ عدد محطات الرصد الجوى فى عام ١٨٠٠ حوالى ١٢ محطة فى أوربا وخمس محطات فقط فى الولايات المتحدة الأمريكية. ومن بين أقدم خرائط الطقس اليومية فى أوربا تلك التى قام بها بايز - بالو - Buys Ballot فى هولنده عام ١٨٥٢، ثم إكتشف هذا الباحث فى عام ١٨٥٧ قاعدته المشهورة التى تنص على أنه إذا وقف الفرد وظهره موجهاً لقدم الرياح (فى نصف الكرة الشمالى) فإن منطقة الضغط المنخفض تقع على يساره ومنطقة الضغط المرتفع تقع على يمينه. أما إذا وقف الفرد وظهره

(1)Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall New Jersey, 2nd edi (1966) P.5.

(2) Mather, J. R., "Climatolgy, Fundamentals and application", Graw-Hill, New York (1947) P.5-6.

مواجهاً لقدوم الرياح (فى نصف الكرة الجنوبى) فإن منطقة الضغط المنخفض تقع على يمينه، فى حين تقع منطقة الضغط المرتفع على يساره. وقد إهتم الأميرال فيتزرولى Admiral Fitzroy بالتنبوء بحالات الطقس اليومية فى الجزر البريطانية منذ عام ١٩٦١. (بعد أن ساهم فى إنشاء إدارة الظواهر الجوية البريطانية فى عام ١٨٥٤)، وقد أظهرت دراسات فيتزرولى أهمية التنبوء بحالات الطقس مما يساعد على إنعقاد أول مؤتمر متيورولوجى عالمى فى عام ١٨٧٣ فى مدينة فيينا وتتمثل أقدم تسجيلات لبيانات الرصد الجوى بالولايات المتحدة الأمريكية فى تلك التى سجلت بمحطات الأرصاد الجوية فى نيو هافن New Haven وكونيكتيكت Connecticut عام ١٧٨٠، وبمحطات بلتيمور فى عام ١٨١٧ وقلادليشيا Philadelphia فى عام ١٨٢٥. أما على الساحل الغربى للولايات المتحدة الأمريكية فتعد محطات الأرصاد الجوية فى سكرمنتو Sacramento وسان فرانسيسكو San Francisco وسان دييجو San Diego من أقدم محطات الرصد الجوى وترجع بداية تسجيلاتها للحالات الطقسية إلى عام ١٨٥٠.

وبفضل هذه البيانات الطقسية إستطاع لورين بلدجيت Lorin Blodget حساب المتوسطات الحرارية وكميات المطر وأن ينشر أول خرائط توضح كمية المطر الفصلى وكمية المطر السنوى فى الولايات المتحدة الأمريكية فى عام ١٨٥٧^(١) و نشر كوفين H. Coffin دراسته التفصيلية عن الرياح فى نصف الكرة الشمالى وذلك فى عام ١٨٥٣ كما قام كليفلاند أبى Cleveland Abbe بالتنبوء بحالات الطقس اليومى فى الولايات المتحدة الأمريكية منذ عام ١٨٦٩. أما سخوت C.A. Schott فقد أنشأ جداول وخرائط مناخية تتعلق بكميات الأمطار الشهرية والسنوية ودرجات الحرارة فى الولايات المتحدة الأمريكية وكذلك فى أمريكا الجنوبية ١٨٧٢. وألف الدكتور جايوت A.H. Guyot جداول سميثونيان المتيورولوجية Smithsonian Meteorological Tables، وإخترع عدة آلات متيورولوجية

(١) المرجع السابق ص ٧.

ساعدت على سهولة رصد التغيرات اليومية المظاهرات الجوية. وقد إرتفع عدد محطات الرصد الجوي في الولايات المتحدة الأمريكية من ٤٠٠ محطة في عام ١٨٥٧ إلى أكثر من ٣٠٠٠ محطة في عام ١٨٩١^(١). وفي ذلك العام الأخير أنشأت الولايات المتحدة الأمريكية «مكتب الطقس» Weather Bureau^(٢) تحت إشراف وزارة الزراعة. وقد إكتشف بعض العلماء في القرن التاسع عشر بعض القوانين الرياضية التي تتعلق بدراسة الغازات والغلاف الجوي. وقد ساعدت هذه القوانين على تطور علم الأرصاد الجوية وعلم المناخ. ففي عام ١٨٥٠ أكد العالم الألماني ويلهام دوف H.W. Dove بأن نشوء العواصف والزوابع إنما يعزى إلى تقابل الهواء القطبي البارد مع الهواء المداري الحار. في حين إهتم ماثيوفونتين موري M.F. Maury (١٨٠٦ - ١٨٨٣) وهو مؤسس علم الأقيانوغرافيا الطبيعية Physical Oceanography بدراسة العلاقة المتبادلة بين الرياح ونشوء الأمواج. وساعدت خرائطه الملاحية والطقسية السفن والبواخر خلال هذه الفترة من الزمن قطع المسافة بين إنجلترا وأستراليا في ثلاثة أشهر فقط. وخلال فترة الحرب الأهلية الأمريكية إكتشف سير فرنسيس جالتون Sir Francis Galton تكوين الأعاصير Cyclones وأضداد الأعاصير Anti-Cyclones.

(١) إرتفع عدد محطات الرصد الجوي بالولايات المتحدة الأمريكية إلى ٤٥٠٠ محطة في عام ١٩٣٠، ثم إرتفع عددها إلى ١٠,٠٠٠ محطة في عام ١٩٤٠، وتزيد عدد محطات الرصد الجوي في الولايات المتحدة الأمريكية عن ١٥,٠٠٠ محطة.

(٢) ترجع بداية تكوين «مكتب الطقس» بالولايات المتحدة الأمريكية إلى عام ١٨٧٠ حيث كانت وحدات سلاح الإشارة Signal Corps في جيش الولايات المتحدة الأمريكية مسئولة عن جمع البيانات الطقسية. ثم إنتقلت أعمال سلاح الإشارة الأمريكي «الخاصة بالرصد الجوي» إلى مسترالية وزارة الزراعة عام ١٨٩١. تحت إسم أعمال مكتب الطقس The United States Weather Bureau. ثم إنتقلت مسئولية هذا المكتب للأرصاد الجوية إلى هيئة الطيران المدني Civil Aviation في عام ١٩٢٦. وفي عام ١٩٤٠ إنتقلت أعمال مكتب الطقس مرة أخرى إلى مصلحة التجارة، التي ضمت أعماله إلى جانب البيانات الخاصة بسواحل الولايات المتحدة الأمريكية والنسج الجيوديسى فيما يعرف اليوم باسم إدارة خدمات العلوم البيئية. Environmental Science Services Administration E.S.S.A. وإنتقال أعمال مكتب الطقس بين هيئة وأخرى يوضح مدى أهمية البيانات الطقسية في الحياة التطبيقية في الولايات المتحدة الأمريكية، وتعتمد الهيئات التي تصتاج لمثل هذه البيانات.

تطور المعرفة بعلمى الأرصاد الجوية والمناخ منذ بداية القرن العشرين حتى الوقت الحاضر:

منذ بداية الحرب العالمية الأولى (عام ١٩١٤) قفزت كثافة المعلومات المتيورولوجية قفزات هائلة، ويعزى ذلك إلى إستخدام الإنسان الطائرات وأجهزة الراديو، ومعرفة الإنسان بالطبقات العليا من الغلاف الجوى^(١). وعند نهاية الحرب العالمية الأولى فى عام ١٩١٩، إكتشف فيلهم جركنز Vilhem B. Jerkerns وولده جاكوب Jacob نظرية الجبهات القطبية The Polar Theory، ووضع هذان الباحثان أسس دراسة الكتل الهوائية والجبهات فى النرويج. وقد واكب ذلك فى الولايات المتحدة الأمريكية دراسات تفصيلية مركزة حول خصائص الطبقات العليا للغلاف الجوى تحت إشراف كارل جوستاف روسبى Carl-Gustav Rossby. وقد زادت معرفة الإنسان بخصائص الطبقات العليا للغلاف الجوى، ودقة التنبؤ بحالات الطقس اليومى بعد شيوع إستخدام البالونات Ballons (المزودة بالمتيورجراف اللاسلكى وبمظلات تساعدها عند عمليات هبوطها إلى سطح الأرض) والصواريخ Rockets والأقمار الصناعية Satellites والأوت الإلكترونية. وكان أول إستخدام لجهاز الراديو سوند (أو المسبار الراديوى) Radio-Sond فى عام ١٩٢٨ حيث نجح عالم الأرصاد الجوى الروسى مولتخانوف Moltchanoff فى إستخدامه لرصد وتسجيل درجات الحرارة على إرتفاعات عالية جداً من سطح الأرض. واستخدمت محطات الرصد "جوى فى الولايات المتحدة الأمريكية هذا الجهاز منذ عام ١٩٣٥ (لوحدة ١). وإرتفع عدد محطات الأرصاد الجوية التى تستخدم جهاز الراديو سوند

(١) من المحاولات القديمة التى أجريت لمعرفة خصائص الطبقات العليا من الغلاف الجوى تلك التى قام بها بنيامين فرانكلين B. Franklin بإستخدامه الطائرات الورقية الصنع Kites فى رصد عناصر الغلاف الجوى فى هذه الطبقات العليا. كما نجح هارجريف Hargreave بإستخدامه الطائرات الورقية أيضاً فى رصد بعض الملاحظات الجوية للهواء العلوى على إرتفاع ٩٠٠٠ متر وذلك فى أستراليا عام ١٨٩٣. ويعمد ذلك إستعمان العلماء بالمناظر والبالونات Ballons والمتيورجراف اللاسلكى لتسجيل بيانات (الرصد الجوى فى الطبقات العليا من الغلاف الجوى

لرصد وتسجيل خصائص الطبقات العليا للهواء في الولايات المتحدة الأمريكية من ٦ محطات في عام ١٩٣٧ إلى ٣٣٥ محطة في عام ١٩٤٥^(١).



لوحة ١٩ جهاز البالون المنبع (الرادىوسوند (Radio Soud)
في حالة صعوده إلى أعلى

(١) جهاز للسبار الرادىوى Radio-sonde عبارة عن مقيو جراف Meteorograph - أى جهاز لرصد حالة الهواء العلوى وهو خفيف الوزن ومزود بجهاز رادىو إرسال Radio-transmitter ، له القدرة على إرسال إشارات رادىوية للمحطة الأرضية التى أطلقتته، وتتعلق هذه الإشارات بقراءات الحرارة والضغط والرطوبة في الطبقات العليا من الهواء.

Mather, J.R "Climatology Fundamentals and Applicatos' Mc Graw-Hill. N.Y (1974) P.6

وتتبادل دول العالم اليوم البيانات الطقسية عبر قنوات اتصال منظمة الأرصاد الجوية العالمية (W.O.M) World Meteorological Organization التي تأسست في عام ١٩٥١ والتابعة لمنظمة هيئة الأمم المتحدة U.N، ومركزها الرئيسي في جنيف بسويسره. إلا أن التأسيس العالمى لهذه المؤسسة إنما يرجع إلى بداية عام ١٨٧٨.

وفي الولايات المتحدة الأمريكية يقوم مكتب الطقس "The Weather Bureau" بجمع البيانات الطقسية وتحليلها ونشرها وتوزيعها على الهيئات العلمية المختلفة. ويقع هذا المكتب تحت إشراف إدارة خدمات العلوم البيئية E.S.S.A. Environmental Science Services Administration.

وخلال المؤتمر المتيسورولوجي العالمى الرابع Fourth World Meteorological Congress، الذى إنعقد فى جنيف عام ١٩٦٣ اتفقت دول العالم على تخصيص ما يعرف باسم الساعة الطقسية العالمية Weather Watch، حيث تقوم كل دولة من دول أعضاء منظمة الأرصاد الجوية العالمية (W.O.M) World Meteorological Organization، بإذاعة وتلفزة معلومات تفصيلية عن حالة الطقس فوق أراضيها لمدة ساعة يومياً على موجات محددة بحيث يمكن أن تستقبلها أجهزة الاتصال فى دول العالم الأخرى، وتصديد حالة الطقس اليومى فوق أجزاء سطح الكرة الأرضية لخدمة الملاحات الجوية والملاحة البحرية ولغيرها من الشئون التطبيقية الأخرى.

وبفضل المعلومات الطقسية المتبادلة بين دول العالم عبر هذه الساعة الطقسية العالمية، أمكن لدول العالم إنشاء نظام الرصد العالمى (G.O.S) Global Observing System. وقد بلغ عدد محطات الأرصاد الجوية العالمية المشتركة فى هذا النظام العالمى الأخير للرصد الجوى نحو ٣٣٠٠ محطة فى عام ١٩٧٠، منها ٥١١ محطة فى إفريقيا ونحو ٨٧٥ محطة فى آسيا، ونحو ٢٩٨ محطة فى أمريكا الجنوبية و٤٤٤ محطة فى أمريكا الشمالية و٣١٤ محطة فى المحيط الهادى الجنوبى، ٨٣٥ محطة فى أوروبا و٢٤ محطة فى القارة القطبية الجنوبية

محطات الأرصاد الجوية فى مصر واستخدامها لمرييات الأقمار الصناعية المتيورولوجية:

حتى عام ١٩٠٠ لم يكن بمصر سوى مرصدين أولهما فى العباسية وهو الذى كان يعرف باسم «الرصدخانة» وأنشئ فى عام ١٨٦٨، وثانيهما هو «مرصد الإسكندرية». وتبعاً لاهتمام الدولة بمعرفة حالة الطقس فوق أراضيها لخدمة الإنتاج الزراعى أنشأت مصر «إدارة الظواهر الجوية» فى عام ١٩١٥ وذلك تحت إشراف «مصلحة الطبيعيات». كما إهتمت مصلحة الطيران فى مصر بإنشاء قسم الأرصاد الجوية الخاص بها لخدمة الطيران الدولى والمحلى وذلك منذ عام ١٩٣٤. وتعد مصر من أقدم الدول الأعضاء المشتركة فى منظمة الأرصاد الجوية العالمية كما أنها هى التى تشرف على عمليات الرصد الجوى لمنطقة الشرق الأوسط وأفريقيا

وتقوم بعمليات الأرصاد الجوية فى مصر اليوم ٥٤ محطة رئيسية، ومن بينها محطات الإسكندرية ورشيد ودمياط وبورسعيد والسلوم وسيدي برانى ومرسى مطروح على طول الساحل الشمالى لمصر، ومحطات إدفينا والمنصورة ودمهور وطنطا والزقازيق وبنها والقناطر الحيرية والمناطة والقاهرة والجيزة وحلوان والفيوم وبنى سويف والمنيا والأقصر وأسوان فى وادى النيل ودلتاه هذا إلى جانب محطات سيوة والبحرية والفرافرة والداخلية والخارجة فى الصحراء الغربية ومحطات السويس والغردقة والقصير على طول ساحل البحر الأحمر فى مصر.

وقد تم تحديث محطة الرصد الجوى الرئيسية بالعباسية وتزويدها بآلات الرصد الجوى المتطورة والأجهزة الإلكترونية لاستقبال المرييات التى تبثها الأقمار الصناعية المتيورولوجية، وتحليلها وإذاعتها على محطات الأرصاد الجوية العالمية لمختلفة. وتعتمد هذه المحطات المناخية الجديدة على الرصد الجوى الألى وهى مزودة بجهاز كمبيوتر تبرمج فيه المعلومات

الطقسية المختلفة، وتستطيع المحطة أن تقوم باستقبال مرئيات الأقمار الصناعية كل أربع دقائق. وتتألف هذه المحطة الأتوماتيكية بصورة أساسية من هوائى وجهاز للإستقبال ووحدة تحكم إلى بها «ميكرو كمبيوتر» Micro-Computer وجهاز تسجيل لعمل نسخ من الصور المستقبلية وساعة إلكترونية لحساب أوقات المدارات وشاشة تليفزيونية يمكن عن طريقها إعطاء أوامر تشغيل جميع أجهزة المحطة. هذا إلى جانب جهاز لطبع الصور وتحميضها وهو الآخر يعمل بأشعة الليزر.

وتستقبل الأجهزة الحديثة محطة الأرصاد الجوية بالعباسية مرئيات الأقمار الصناعية المتيورولوجية الموجودة الآن على إرتفاعات عالية حول الكرة الأرضية وكذلك الأقمار الدوارة لرصد السحب العالية ومواقع شتو العواصف وتحرك الكتل الهوائية ودراسة حالات الجو فى الطبقات العليا من الغلاف الجوى والى بعض أدوات الرصد العادية عن تسجيلها هناك اليوم نوعان من الأقمار الصناعية المتيورولوجية بحسب الإشارة إليهما وهما

١ - الأقمار الصناعية المتيورولوجية المتحركة - اللاندسات (Landsat)

ويطلق عليها أحياناً الأقمار الصناعية الأمريكية وهى التى تدور حول الكرة الأرضية فى مدارات رأسية تمتد من القطب الشمالى للأرض إلى قطبها الجنوبى وتصور كل ما يتمثل على سطح الأرض ومن بينها الأقمار الصناعية المعروفة باسم نيمبوس NIMBUS، ونسوا (NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration) وإيسا ESSA وتيروس TIROS وأطلقت الولايات المتحدة الأمريكية هذه المجموعة من الأقمار الصناعية منذ عام ١٩٦٣. وقد ساهم الإتحاد السوفييتى أيضاً بإطلاق مثل هذه المجموعة من الأقمار الصناعية لتسجيل البيانات الطقسية فى طبقات الغلاف الجوى العلوى حول الكرة الأرضية وتعرف الأقمار الروسية بمجموعة كوزموس COSMOS. وتصور هذه الأقمار الأخيرة أى جزء من سطح الأرض والغلاف الجوى المتمثل فوقه

مرتين يومياً.

وتعرف هذه الأتمار الصناعية المتيورولوجية بالأتمار الدوارة حيث إنها فى حالة دوران دائم حول الكرة الأرضية وتتخذ لها كما سبقنا الإشارة من قبل مدارات تعتمد من القطب الشمالى إلى القطب الجنوبى وتستغرق كل دورة واحدة كاملة نحو ساعة وإثنان وأربعون دقيقة. ولا تبعد هذه الأتمار راسياً عن سطح الأرض بأكثر من ٩٠٠ كم، ومن ثم فهى تعطى صوراً تفصيلية ودقيقة عن الغلاف الجوى المحيط بـسطح الأرض.

وتنقل الأتمار المتيورولوجية الدوارة البيانات المسجلة على أشرطة متشابهة الهيئة، تظهر صوراً على أفلام موجبة أو سالبة كما يمكن تحويل هذه البيانات على أشرطة رقمية Digital بحيث يسهل إستخدامها فى التحليل الخاص بالحاسب الألى الإلكترونى (الكمبيوتر)^(١) وتحويلها إلى مرثيات فضائية، هذا ويلاحظ أن مجال أو مسرح كل مرثية من مرثيات

(١) الحاسب الألى (الكمبيوتر Computer) عبارة عن آلة حاسبة ومصممة بحسب أنظمة معقدة للقيام بمهام حسابية بسيطة ومركبة. كما أنه يمكن أن يستخدم فى إنشاء خرائط كمية الية ورسوم بيانية كمية معقدة. ويتم التعامل مع الحاسب الألى عن طريق (إستخدام رموز خاصة تعرف باسم لغة الكمبيوتر Computer Language، ومن ثم يتلقى الحاسب الألى التعليمات فى شكل برامج، وينفذها بحسب اللغة المستعملة وبحسب الرموز التى صمم بها الحاسب الألى وهناك ثلاث لغات رئيسية تستخدم فى برامج الحاسب الألى هى:

أ- لفج الفورتران Fortran Language وهى إختصار لمصطلح Formula Tranlation Lan- guage وهى تعد أهم لغة مستخدمة من اللغات التى يبرمج بها الحاسب الألى، تبعاً لسهولة استخدامها وأصبحت اليوم أهم لغة مستخدمة فى برامج الحاسب الألى فى معظم أنحاء العالم.

ب- لغة الكوبول: Cobol Language وهى إختصار لمصطلح Common Business Oriental Language.

ج- لغة بى - إل - إ: PL I-I وهى إختصار لمصطلح Programming Language وهناك كذلك أنواع متعددة من الحاسبات الآلية فمنها البسيط ومنها المعقد، ومنها القديم الذى يعتمد على إستخدام بطاقات التثقيب Punching Computer والترميز Coding ثم إدخال البيانات المثقبة على البطاقات الخاصة إلى الحاسب الألى، فى حين أن الحاسبات الآلية الجديدة للبطورة Micro Computer لا تستخدم مثل هذه البطاقات كما أنها مزودة بشاشة تليفزيونية يسجل عليها مباشرة للمعلومات والبيانات المبلغة للحاسب الألى.^٢

أقمار اللانديسات لسطح الأرض تمثل مساحة تبلغ نحو ٢٢٥ ٢٤ ٢ كم أي مساحة مربع طول ضلعه ١٨٥ كم^(١).

(٢) الأقمار الصناعية المتيورولوجية الثابتة: (المتيوسات (Meteosat):

ويقصد بذلك الأقمار الصناعية التي تتركز في موقع محدد وعلى إرتفاعات عالية من سطح الكرة الأرضية (ذلك لأنها تدور بنفس سرعة دوران الأرض) وهذه تتمثل حتى اليوم في أربعة أقمار صناعية إثنان منهم يتبعان الولايات المتحدة الأمريكية وثالث يتبع اليابان والرابع تشرف عليه وكالة الفضاء الأوروبية: European Space Agency ويتركز القمر الأوربي الثابت (المتيوسات) على إرتفاع يبلغ نحو ٣٥ ألف كم. وعلى ذلك يعطى هذا القمر الصناعى المتيورولوجى مرئيات شاملة عن حالة الطقس فوق سطح الكرة الأرضية.

وقد زودت الأقمار الصناعية المتيورولوجية الثابتة (المتيوسات) بأجهزة الإستشعار من بعد Remote Sensing Equipments لتكفل لها تسجيل خصائص الغلاف الغازى، وتصوير سطح الأرض بل وما يقع تحته وذلك باستخدام ما يلى:

أ- الطاقة الإشعاعية المنعكسة فى الضوء المرئى Visible Light (طول الموجة ٠,٤ إلى ١,١ ميكرون) ويلاحظ بأن المناطق البيضاء اللون فى مثل هذه المرئيات تدل على أنها مناطق تعكس أكبر قيمة ممكنة من الطاقة الشمسية.

ب- الطاقة الإشعاعية المنعكسة من بخار الماء Water Vapor (طول الموجة

= راجع:

أ- عبد القادر عبد العزيز على «المرحلة بين تجميع البيانات الجغرافية وإدخالها فى الحاسب الآلى» المجلة الجغرافية العربية العدد ١٢ (١٩٨١)، ص ١٢١-١٢٥.

B- Day C., "A London Frotron Course" London Univ. Press (1974) P.85.

(١) محمد إسماعيل الشيخ: «الأقمار الصناعية والمناخ» مقال مترجم، مجلة الجمعية الجغرافية الكويتية - نشرة رقم ٥٦ أغسطس (١٩٨٢) ١-٥٥.

٥,٧ - ٧,١ ميكرون) ويلاحظ بأن المناطق البيضاء اللون في مثل هذه المرئيات تدل على أنها مناطق يتمثل فيها نسبة عالية جداً من بخار الماء^(١).

ج- الطاقة الإشعاعية الحرارية تحت الحمراء (طول الموجة ١٠,٥ إلى ١٢,٥ ميكرون) وتدل المناطق البيضاء اللون في مثل هذه المرئيات على أنها مناطق لأسطح منخفضة الحرارة في حين تدل المناطق السوداء اللون فيها على أنها مناطق مرتفعة الحرارة. وقد ساهمت هذه المرئيات المختلفة في دراسة الألبيدو الأرضي Earth Albedo دراسة دقيقة. وإستطاعت الأقمار الصناعية للتيورولوجية الثابتة (المتيوسات) في تسجيل صوراً رائعة لسطح الأرض باستخدام الأشعة المرئية وتحت الحمراء وتصوير توزيع بخار الماء في طبقات الجو العليا^(٢)

وتسجل الأقمار الصناعية للتيورولوجية (المتيوسات) الطاقة الشمسية المنعكسة في كل من الضوء المرئي والأشعة تحت الحمراء القريبة (قناة V.I.S طولها من ٠,٤ إلى ١,١ ميكرون)، كما يتم تسجيل الإشعاعات الحرارية لسطح الأرض بالأشعة تحت الحمراء الحرارية Infra Red (قناة I.R.T.H طولها من ١٠,٥ إلى ١٢,٥ ميكرون) وذلك من موضع علوى ثابت بالنسبة لسطح الأرض يسامت نقطة تقاطع خط الإستواء مع خط طول جرينتش، وهى نقطة تقع فوق خليج غينيا على الشاطئ الغربى الأفريقى.

ومن ثم أدرك علماء التيورولوجيا أهمية إستخدام التقنيات الحديثة وطرائق الإستشعار من بعد في جمع قاعدة بيانات دقيقة وضخمة وأنية عن الغلاف الجوى. ويقصد بالاستشعار من بعد Remote Sensing المسح

(١) عبد القادر عبد العزيز على «الأقمار الصناعية للتيورولوجية» العدد الثانى، مجلة كلية الآداب، جامعة طنطا (١٩٨٢).

(٢) a- Barrett. E.C., "Climatology From Satellites", Methuen. London (1974).

ب- على البنا «الإستشعار من بعد» الكويت (١٩٨٣) من ١-١٢٢.

الشامل لظواهر سطح الأرض وغلافها الجوى دون لمسها أو إجراء إتصال مباشر بها سواء أكان ذلك من مسافات قريبة منها أو بعيدة عنها، ويتم هذا الأمر باستخدام أجهزة وآلات خاصة مطورة. ويعد ميدان هذه الدراسة الجديدة امتداداً لعمليات التصوير الجوى وتفسير الصور الجوية. ومن ثم يشمل ميدان الإستشعار من بعد كلا من:

أ- الإستشعار من بعد باستخدام التصوير الجوى (الإستشعار الجوى)
Aerial Remote sensing.

ب- الإستشعار من بعد باستخدام الأقمار الصناعية (الإستشعار الفضائى)
Satellite or Space Remote Sensing.

وتجرى عمليات الإستشعار الجوى عن طريق تصوير سطح الأرض بالآلات تصوير خاصة تثبت أسفل الطائرة ولها القدرة على تصوير سطح الأرض من مسافات عالية، وعند فحص الصور الجوية بأجهزة الإستريوسكوب، تشاهد ظواهر سطح الأرض فى صورة مجسمة. فى حين أن الإستشعار الفضائى يجرى عن طريق رفع سطح الأرض بأجهزة إلكترونية خاصة تزود بها الأقمار الصناعية. وتعمل هذه الأجهزة على تسجيل مقدار الطاقة الحرارية المنعكسة من أجزاء سطح الأرض على شكل قيم رقمية Digital Numbers. وتستخدم هذه الأجهزة فى هذا الشأن وسائل الطيف الكهرومغناطيسى Electromagnetic Spectrum الذى ينساب فى الفضاء بسرعة الضوء.

وعن طريق محطات الإستقبال الرдарية الموجودة على سطح الأرض (بعضها فى كل من الولايات المتحدة الأمريكية وكندا والبرازيل وإيطاليا والسويد وبريطانيا وفرنسا) يمكن لها إستقبال القيم الرقمية التى تبثها أجهزة الإستشعار لعناصر أجزاء سطح الأرض حسب مواقعها فى المرئية الفضائية وتسجل هذه البيانات الرقمية على أشرطة كمبيوتر Computer Compatible Tapes CCT. وباستخدام الحاسب الألى الإلكترونى، تتم

معالجة هذه البيانات الرقمية قبل إستخدامها وذلك للحصول على معلومات وبيانات دقيقة فى المراتبة الفضائية Satellite Image. وتتخلص طرائق معالجة هذه البيانات بإجراء عدة عمليات متتابعة تتضمن التصحيح الهندسى للمراتبة الفضائية (Geometric Image Correction Rectification) وتحسين منظر المراتبة Image Enhancement، وتصنيفها Classification فى ضوء خصائصها الطيفية (أو ما يعرف باسم بصماتها) Signature or Spectral-Characteristics وذلك بالنسبة لكل أرقام وقيم الوحدات المساحية Pixels. وكما أن الصور المراتبة المفردة Single Air-Photograph قد تفسر تفسيراً عاماً بالرؤية البصرية، وأن زوجى الصور Photo-Paris يفسران تفسيراً دقيقاً باستخدام أجهزة المجسم العدسى أو ذو المرايا أو الأجهزة الأخرى المختصة، فإن المراتبات الفضائية Satellite Images هى الأخرى يمكن للمختصين القيام بتفسيرها بصرياً Visual وهى ما تسمى بالطريقة القياسية أو التناظرية، أو عن طريق تحليلها رقمياً Digital Analysis وذلك باستخدام الحاسب الألى الإلكترونى Computer Assisted Analysis.

هذا ويلاحظ أن كل إستمارة تبويب يقدمها القمر المتيورولوجى الأوربى (المتيوسات) (٥٠٠ × ٥٠٠ خلية) تمثل على سطح الأرض مساحة تعادل ٦,٢٥ مليون كم^٢ أى مساحة مربع طول ضلعه ٢٥٠٠ كم^(١). وهكذا أصبح تفسير الصور القمرية اليوم عن طريق ما يسمى بالإستشعار من بعد Remote Sensing أهم الطرق التكنولوجية الحديثة المستخدمة فى كل الدراسات الجغرافية. وباستخدام الكارتوجرافيا الآلية والحاسب الألى الإلكترونى، يمكن رسم عدة مئات من الخرائط الكمية آلياً فى دقائق معدودات، حيث إن رسم الخريطة الواحدة لا يستغرق فى هذه الحالة سوى بضع ثوان فقط. وتعرف هذه الخرائط الآلية الإلكترونية ذات الخطوط

(١) محمد إسماعيل الشيخ «رصد الظواهر الأرضية والمتيورولوجية بالأقمار الصناعية» - مقال مترجم، مجلة الجمعية الجغرافية الكويتية - نشرة رقم ٥٠ - فبراير (١٩٨٣) ص ١٠٥-١٠٥.

الكمية المتساوية القيمة باسم خرائط الساي^(١) SYMAP-Synographic
Computer Mapping.

وتقوم الأجهزة التى تزود بها الأقمار الصناعية المتيورولوجية (المتيوسات Meteorosats) بالرصد المستمر لأحوال الطقس العالمى، وتتبع حدوث العواصف والزوايع أو الأعاصير المدارية ومسالك الإنخفاضات الجوية وتحرك نطاقات السحب فى طبقة التروبوسفير. وبعض هذه الأقمار الصناعية أوربية أو سوفيتية وبعضها الآخر أمريكية الصنع. وتدور هذه الأقمار الصناعية فى مدارات مختلفة، فمنها ما يتخذ له مداراً حول الدائرة القطبية مثل أقمار نوا الأمريكية NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) وأقمار إيسا ESSA (Environmental Survey Satellites) وأقمار نيمبوس NIMBUS وكوزموس السوفيتية COSMOS، ومن الأقمار الصناعية ما يدور فى مدارات ثابتة حول الدائرة الاستوائية بنفس سرعة دوران الأرض مثل أقمار الـ GOES (Geostationary Operational Environment Satellite) وأقمار المتيوسات الأوربية.

ولا يقتصر دور هذه الأجهزة على رصد حالات الطقس فقط، بل أنها ترسل إلى محطات الإستقبال الرдарية على سطح الأرض معلومات دقيقة أتية عن كل ما يتعلق بالبيئة الأرضية. وتقع بعض الأقمار الصناعية المناخية على إرتفاع يصل إلى ١٤٥٠ كم فوق سطح الأرض مما يسمح لها بتغطية مساحات واسعة جداً من الكرة الأرضية وتصويرها رقمياً عند دورانها فوقها، غير أن قوة التفريق Resolution (درجة الوضوح الأرضى) تصل إلى كيلو متر واحد.

وقد زودت الأقمار الصناعية المتيورولوجية الأمريكية NOAA بجهاز راديو متر يعمل على إجراء عملية المسح الإلكترونى Scanning بموجتين تعملان بالأشعة الضوئية المرئية الحمراء Visible (طولها

(١) عبد القادر عبد العزيز على «استخدام الحاسب الآلى فى عمل خرائط الساي SYMAP»
مجلة كلية الآداب والعلوم الإنسانية - جامعة الملك عبد العزيز جدة (١٩٨٣).

٠,٧-٠,٦ ميكرون) وبالأشعة الحرارية تحت الحمراء Thermal Infra Red (طولها ١٠,٥-١٢,٥ ميكرون). وفي المرئيات الفضائية تظهر انعكاسات هذه الأشعة في تجمعات السحب باللون الأبيض وبخار الماء باللون الأبيض الباهت.

وتقع أقمار GOES على ارتفاع ٣٦ ألف كم فوق سطح الأرض وتثبت صورتين لسطح الأرض كل نصف ساعة. أما مجموعة أقمار NIMBUS وأخرها كان رقم (٧) الذي أطلق في عام ١٩٧٨ فهي الأخرى مزودة بأجهزة راديو مترية لقياس مقدار الأشعة الحرارية المنعكسة وكذلك بأجهزة مسح إلكتروني بالألوان تختص بمسح المناطق الساحلية CZCS (Coastal Zone Colour Scanner) ويمكن لهذه الأجهزة قياس درجة حرارة مياه البحار والمحيطات وتسجيل ما يحدث فيها من عمليات التلوث^(١).

وقد ساهمت هذه المرئيات الجديدة المسجلة بالأقمار الصناعية المتيورو لوجية في تصوير كل الغلاف الجوي حول الكرة الأرضية وفي تحديد مناطق حدوث العواصف والأعاصير بدقة بالغة، وتحديد مناطق تجمع السحب ومعرفة ارتفاعها وأشكالها المختلفة، والمناطق التي يسود فيها حالات الاستقرار الجوي وتحديد مواقع الإنخفاضات الجوية في

(١) - خالد العنقري، تطبيق نظم المعلومات الجغرافية، مجلة الجمعية الجغرافية الكويتية - نشرة ١٣٤ (١٩٩٠) ١-٥٧.

ب- علي علي البنا والإستشعار من بعد، مجلة الجمعية الجغرافية الكويتية (١٩٨٣) ١-١٣٢.

ج- إسماعيل الشيخ (رصد الظواهر الأرضية المتيورو لوجية، مجلة الجمعية الجغرافية الكويتية (١٩٨٣) ١-٥٢.

د- محمد عبد الله الصالح «مرئية الإستشعار من بعد، مركز البحوث - جامعة الملك سعود، الرياض (١٩٩٢) ١-١١٢.

هـ- حسن أبو الميثيق والأساليب العلمية الحديثة... ندوة الاتجاهات الحديثة في علم الجغرافيا - جامعة الإسكندرية - نوفمبر ١٩٩٥.

- Child, M.F., "The accuracy of spatial Data-Base" London, (1989).

- Masser, I and Blakemore, M., "Handling geographical Information" Longman (1991) 1-317.

- Jensen, J. et al, "Remote Sensing" Photogrammetric Engineering and Remote Sensing.. Vol. 52 (1986), 87-100.

- Barrett, E.C., "The use of Satellite data..", Academic Press (1981).

العروض المعتدلة وإمتداد جبهاتها الباردة والساخنة ومسالكتها. وبلا ريب فقد نتج عن كل ذلك تحسن ملحوظ في عمليات التنبؤ الجوي وتحديد حالات الطقس اليومية لأجزاء سطح الأرض.

وتنبغى الإشارة إلى أن الدول العربية تقوم اليوم مجتمعة بمساعدة وكالة الفضاء الأوروبية E.S.A. بتنفيذ برنامج لأبحاث الفضاء وإطلاق الأقمار الصناعية الثابتة لخدمة الأغراض المدنية. وإنطلق أول قمر صناعى عربى أربسات Arabsat فى يوم ٨ فبراير ١٩٨٥ من قاعدة جوانا الفضائية بصاروخ فرنسى الصنع معلق على إرتفاع ٣٦ ألف كم من سطح الأرض من موقع ثابت عند خط الإستواء (حيث يدور بنفس سرعة دوران الأرض) وساهم هذا القمر الصناعى فى بث الإرسال الإذاعى والتليفزيونى بين جميع المحطات الإذاعية والتلفزيونية العربية، ويخدم أكثر من ٨٠٠٠ خط تليفونى. وبلغت تكلفة إطلاقه نحو ٢٣ مليون دولار، وسوف يعقبه القمر الصناعى العربى الثانى من مكوك الفضاء بأحد صواريخ الدفع، وسوف يستقر هذا القمر الثانى فوق خط الإستواء على إرتفاع ثابت يبلغ أيضاً نحو ٣٦ ألف كم وسيكون من نوع الأقمار الصناعية الثابتة وسيتكلف هو الآخر نحو ٢١ مليون دولار. وتضم الخطة إطلاق قمر صناعى ثالث يساهم فى الأغراض المدنية ويستخدم إذا ما تعرض القمران الصناعيان السابقان لأى عطل فنى. وستتكلف الشبكة الفضائية العربية للأقمار الصناعية فى خدمة الأغراض المدنية نحو ٢ مليار دولار. وتسعى جمهورية مصر العربية إلى تدريب مجموعات وكوادر خاصة ليكونوا نواة رجال الفضاء المصريين فى المستقبل.

وحقيقة يمكن القول بأن مركز الأرصاد الجوية بالعباسية بالقاهرة، (بمحطتيه القديمة التقليدية والحديثة الإلكترونية) أصبح من أهم مراكز الرصد الجوى فى منطقة الشرق الأوسط بل والقارة الأفريقية. ذلك لأنه المركز الرئيسى العالمى المخصص لاستقبال مرئيات الأقمار الصناعية المتيورولوجية، وتفسيرها وتحليلها ثم إعادة تلفزتها من جديد على محطات الرصد الجوى الأخرى المنتشرة فى منطقة الشرق الأوسط

الفصل الثانى

الأهمية التطبيقية للدراسات المناخية

يتبين مما سبق أن نتائج دراسات علم المناخ، وبوجه خاص علم المناخ التطبيقى Applied Climatology تهتم الباحثين فى العلوم الأخرى. كما أن كثيراً من الموارد الطبيعية والبشرية ونشاطات الإنسان على سطح الأرض تتأثر هى الأخرى بالظروف والأحوال الطقسية والمناخية. وحاولت الدراسات المناخية التطبيقية المعاصرة^(١) وضع الحلول المناسبة عندما يكون للتغيرات الطقسية والظروف المناخية أثرهما الواضح فى شكل الإنتاج الإقتصادى وحجمه وفى كفاءة الأعمال التى يقوم بها الإنسان وفى مظهر نشاطه العام على سطح الأرض. وحيث إن علم المناخ التطبيقى أصبح من بين أهم العلوم الجغرافية ذات الأهمية العملية فى حياتنا اليومية فإنه يحسن أن تشير هنا إلى الأهمية العملية التطبيقية لنتائج الدراسات المناخية.

(١) المناخ والهيدرولوجيا ومصادر المياه والنبات الطبيعى:

عند دراسة هيدرولوجية ومصادر مياه منطقة ما، لابد أن يدرس الباحث فى البداية الظروف المناخية لهذه المنطقة، وأن يهتم بدراسات فصلية الأمطار الساقطة، وكمية المطر الساقط، ومدى تساقط الثلج وتجمعه فوق القمم الجبلية Snow Accumulation وموعد إنصهاره Snow Melting، وأثر كل ذلك فى إنسياب المياه فوق السطح، أو تغلغلها فى الطبقات تحت السطحية، ودراسة الرطوبة المختزنة فى التربة وحساب كميات المياه المنقولة عن طريق التسرب إلى ما تحت السطح Percolation والتبخر Evaporation والتنتع Transpiration.

Mather, T. R., "Climatology, Fundamenrals and Applications" Mc Graw-Hill, (١) N.Y. (1974) See P.132-155.

وتؤثر الظروف المناخية ومواعيد التساقط وإنصهار الثلج أو ذوبانه في تذبذب حجم التصريف المائي للمجاري النهرية وفي إختلاف مناسيب المياه في البحيرات، بل وفي تكوين المجارى النهرية الدائمة الجريان وتلك المتقطعة الجريان وشبه الجافة. وتؤثر هذه الظروف المناخية كذلك في مدى تدفق مياه الينابيع وإختلاف حجم المياه المتجمعة في خزاناتها الجوفية خلال أشهر السنة المختلفة، وفي حجم التصريف المائي من الينابيع^(١) ومن ثم فإن هيدرولوجية سطح منطقة ما وما تحت هذا السطح تعكس الظروف المناخية التي تسود المنطقة اليوم وتلك التي كانت ممثلة فيها من قبل. وتوضح هذه الحقيقة الصلة القوية بين علم المناخ Climatology والهيدرولوجيا التطبيقية Applied Hydrology

وتؤثر الظروف المناخية تأثيراً مباشراً في تشكيل النباتات الطبيعية فوق سطح الأرض وفي تنوع تلك الغطاءات النباتية من مكان إلى آخر وعند دراسة حريطين توضح إحداهما التوزيع الجغرافي للأقاليم المناخية لأي مكان على سطح الأرض في حين توضح الأخرى التوزيع الجغرافي للأقاليم النباتية لهذا المكان يدرك الباحث أن هناك تشابهاً وتوافقاً شديداً بين كل من الأقاليم المناخية والأقاليم النباتية. وإن تلك الأقاليم الأخيرة هي إنعكاس للظروف المناخية السائدة فتكاد تتفق أبعاد نطاقات الغابات الإستوائية مثلاً مع الأقاليم المناخية الإستوائية وفي المناطق الغربية الأمطار المرتفعة الحرارة تزداد كثافة الغطاءات النباتية وتعلو الأشجار الضخمة وتشابك أغصانها وتتميز بسرعة نموها، وتقل الأشجار حجماً وتقل كثافتها ويتباعد بعضها عن البعض الآخر مع تدنى كمية الأمطار السنوية الساقطة (خاصة في العروض المدارية). أما في المناطق الباردة والمعتدلة الباردة فإن كثافة الغطاءات النباتية الطبيعية هنا تتأثر بشكل

(١) للدراسة التفصيلية راجع:

د. حسن أبو العينين «لبنان» دراسة في الجغرافيا الطبيعية بيروت - دار النهضة العربية (١٩٨٠) ص ٤٦٧-٥٥٦

كبير بدرجة حرارة الهواء. وإذا إنخفض متوسط درجة الحرارة الشهرية عن الصفر المئوي، فإنها تعد غير ملائمة لنمو النباتات الطبيعية. ومن ثم أكد الباحثون بأن النباتات الطبيعية تتأثر بدرجة عالية باختلاف كميات الأمطار اليومية الساقطة في العروض المدارية، وبالاختلاف الفصلي لدرجات الحرارة في العروض المعتدلة والمعتدلة الباردة والباردة. ولكن ينبغي ألا ترتفع درجة حرارة الهواء عن الحد الأقصى اللازم لنمو النبات وإلا تعرض النبات للذبول والهلاك. كما يتأخر نمو النباتات الطبيعية مع الارتفاع وكلما بعدنا شمالاً أو جنوباً من الدائرة الإستوائية.

(٢) المناخ والزراعة والإنتاج الحيواني:

ترتبط الشئون والأعمال الزراعية ارتباطاً وثيقاً بالخصائص الطقسية والمناخية، ولا يخفى على أحد أثر كل من الإشعاع الشمسي Insolation والرطوبة Moisture والرياح Wind وحدوث الصقيع Frost والندى Dew والبرد Hail والضباب Fog على نمو النبات أثناء مراحل نموها المختلفة. ومن ثم ظهرت العديد من الأبحاث التي توضح العلاقات المتبادلة بين المناخ وكل ما يتعلق بالشئون الزراعية. وظهر علم جديد هو علم المتيورولوجيا الزراعية Agricultural Meteorology وعلم المناخ الزراعي Agricultural Climatology^(١). (راجع دراسات Wang 1963 a, 1972, Waggoner, 1965 end Chang 1968) كما إهتمت كثير من دول العالم التي تتميز ظروفها الطقسية بالتغير من وقت إلى آخر بإذاعة وتلفزة نشرات جوية كل مدة ساعات توضح حالة الطقس المتغيرة وذلك لخدمة المهتمين بالشئون الزراعية Agricultural Weather Forecasts.

ويتناول علم المناخ الزراعي دراسة أثر العوامل المناخية التي لها دوراً

a- Wang, Jen--Yu, "Agricultural Meteorology", Pacemaker Press Milwaukee, (١) (1963) PP.693.

b- Waggoner, P. E., "Agricultural Meteorology", Meteorol. Monograph, Vol. 6.no. 28 (1965) PP.188.

c- Chang, Jèn-Hu, "Climate and agriculture", Chicago, (1968) PP.304.

إقليم مناخى حيواناته وطيوره الخاصة، بل تضطر الحيوانات والطيور البرية إلى القيام بالهجرة الفصلية تبعاً لتغير الظروف المناخية. ويظهر تأثير الهجرة الفصلية بوجه خاص على الحيوانات ذات الدم البارد Cold-blooded Animals، أما إذا لم تستطع الحيوانات القيام بالهجرة الفصلية فإنها تتخذ من الفصول الباردة فترة راحة لها. أما الحيوانات ذات الدم الدافئ Warm-blooded Animals فهذه تستطيع أن تولد حرارة أثناء قيامها بالحركة، وتفقد قوتها إذا ما تعرضت للحرارة المرتفعة جداً وتنظم درجة الحرارة الداخلية بأجسامها عن طريق إفراز العرق من أجسامها.

هذا ويلاحظ أن حشائش الرعى الطبيعية تتنوع كذلك تبعاً لتنوع الظروف المناخية. وعلى أساس إختلاف هذه الحشائش تتنوع مجموعات الحيوانات التى تعيش عليها. ففى مناطق السافانا فى العروض المدارية تسود حرفة رعى الأبقار والماشية (فى المناطق ذات الحشائش القصيرة نسبياً) بينما فى مناطق الصحارى الحارة الجافة حيث تقل الموارد الملائمة فتتمثل هنا حرفة رعى الجمال والماعز وبعض الأغنام أما فى سهول الإستبس الآسيوية فتسود هنا حرفة رعى الحصان إلى جانب تربية الضأن. وفى مناطق الرعى بالأقاليم المعتدلة مثل إقليم السهول الوسطى فى استراليا والسهول الوسطى فى الأرجنتين وسهول برارى نيوزيلند والولايات المتحدة الأمريكية فكلها مناطق تناسب تماماً رعى الأغنام والماشية.

وقد أكدت نتائج الأبحاث بأن الأبقار التى تربي فى الأقاليم المعتدلة والمعتدلة الباردة تعد أكبر حجماً ووزناً من تلك الأبقار التى تربي فى المناطق المدارية. كما أن أغنام المناطق المعتدلة الباردة تحمل عادة من اللحم والدهن والشحم والصوف بما يفوق أضعاف تلك التى تربي فى المناطق الحارة شبه الجافة. حتى أن الدواجن التى تربي فى مزارع المناطق المعتدلة الباردة تعد كبيرة الحجم وثقيلة الوزن نسبياً من تلك التى تربي فى مزارع المناطق الحارة.

وتؤثر الظروف المناخية كذلك على كمية الألبان المنتجة من حيوانات الألبان وقد تبين أنه إذا ما ارتفعت درجة الحرارة عن 27°C فإن الماشية تتناقص أوزانها ويقل أحجامها وإن الإنتاج اليومي للألبان للرأس الواحدة من الأبقار تنخفض بصورة كبيرة. بل أن بعض الأبقار والماشية قد تفقد قدرتها على التكاثُر إذا ما إنتقلت إلى أقاليم مناخية أخرى تختلف ظروفها المناخية عن تلك الظروف المناخية التي كانت سائدة في أقاليمها الرئيسية. أما الخنازير فلا تتحمل الحرارة الشديدة ومن ثم تربى هذه الحيوانات في المناطق الرطبة المتوازفة الظلال.

(٣) المناخ والصناعة والتجارة وبعض الأعمال الهندسية^(١) :

استخدم الأستاذ لاندسبرج (1960) Landsberg^(٢) تعبير علم المناخ التكنولوجي Technoclimatology ليوضح أهمية الظروف المناخية في كثير من الشؤون الصناعية والتجارية وبعض الأعمال الهندسية.

ويذكر لاندسبرج بأنه عند تقدير تكاليف الإنتاج لابد أن يضع المحاسب في الاعتبار التكاليف الناتجة عن زيادة التكلفة الخاصة بمتطلبات التدفئة شتاء والتبريد صيفاً، وزيادة إستهلاك المياه صيفاً، والتكلفة الخاصة بعلاج عمليات التلوث الجوى وتلوث بيئة المصنع وتلك الخاصة بعمليات التخزين والنقل ومدى إستهلاك الطاقة. وأطلق لاندسبرج على جملة هذه التكاليف تعبير **«التكاليف المناخية»** "Climatic Costs".

أما الأستاذ راسيل^(٣) Russell, 1957 فقد ذكر خمسة عوامل رئيسية لها تأثيرها المباشر على كثير من المشروعات الصناعية ورتبها بحسب أهميتها فيما يلي:

-
- (1) Mather, J.R., "Climatology, fundamentals and application", Mc Graw-Hill book Company, N.Y. (1974) P.336-372.
 - (2) Landsberg, H.E., "Physical Climatology", 2nd edi. Gray Printing Co., Du Bois (1960) PP.446.
 - (3) Russell, J.A., "The problem, method and Conclusions, in industrial operations under extremes of weather", Meteorol. Monographs, vol.2 no.9 (1957) P.1-9

١- درجة الحرارة (خاصة درجة الحرارة الصغرى ومدى حدوث الصقيع).

ب- تساقط الثلج.

ج- الرياح الشديدة والأعاصير المدمرة.

د- الأمطار الغزيرة.

هـ- عوامل أخرى مثل إرتفاع نسبة الرطوبة.

ويذكر «راسيل» أنه من الصعب القيام بعمليات دهان الحوائط والجدران إذا إنخفضت درجة حرارة الهواء عن 16°C (60°F) وتختلف القدرة الإنتاجية للعمال تبعاً لارتفاع درجة الهواء عن 60°F أو إنخفاضها عن ذلك. فأوضحت نتائج التجارب بأن إنتاجية العمال تنخفض بمعدل ٧٥٪ إذا ما إرتفعت درجة حرارة المكان إلى 30°C (90°F)، أو إذا إنخفضت درجة حرارة المكان عن 20°C . أما عند درجة حرارة 49°C م فتندم القدرة الإنتاجية للعمال.

ويؤكد الأستاذ راسيل بأن معظم العمليات الصناعية والهندسية تتأثر كفاءة تشغيلها إذا ما إنخفضت درجة حرارة المكان عن (صفر $^{\circ}\text{F}$) أى -18°C . فتفقد قطارات السكك الحديدية نحو ٥٪ من قدرة تشغيلها وحمولتها إذا إنخفضت درجة الحرارة عن -18°C . أما إذا إنخفضت درجة الحرارة عن -29°C فلا بد أن تقل حمولة قطارات السكك الحديدية بنحو ١٥٪ من قدرتها الفعلية، ثم تنخفض قدرة حمولة هذه القطارات إلى نحو ٤٠٪ من قدرتها إذا ما إنخفضت درجة الحرارة عن -40°C .

وللصقيع وتجمد التربة آثارهما المباشرة فى العمليات الهندسية الإنشائية، خاصة عند بناء المنازل ومد الطرق البرية وتشبيد الكبارى والمصانع. فإذا أنشئ طريق أو منزل فوق سطح الأرض المتجمدة Permafrost grounds، ثم تعرضت هذه الأرض المتجمدة بعد ذلك للفعل الإنصهار، فإن المياه المتصهرة داخل الأرض المتجمدة قد تؤدي إلى انهيار

الطريق أو المنزل المقام فوقها^(١). ومن ثم على المهندس الإنشائي وضع الحلول الهندسية لمشاكل الأرض المتجمدة عند إقامة أى مشروعات عمرانية أو هندسية مدنية فوق مثل هذه الأراضي.

وقد ينجم عن سقوط الثلج أو حدوث العواصف الثلجية فوق مدينة ما، إرتباك حركة المرور، وتوقف حالة النقل البرى، وتعدد حوادث السيارات، وتجمع الثلج فوق الأسلاك الكهربائية ومن ثم تتقطع هذه الأسلاك بفعل ثقل الثلج المتراكم عليها كما تنقطع الإتصالات السلكية. وفى هذه الحالة لابد على المهندس المدنى أن يضع فى الاعتبار عند عمليات إنشاء المشروعات الهندسية المختلفة فى مثل هذه المناطق، كيفية حماية الطرق البرية من الثلج المتراكم فوقها، والمياه المذابة منه، وعمليات الهبوط الأرضى لأجزاء من الطريق. وعند بناء المنازل يجب أن يراعى المهندس المعماري كيفية إختيار واجهات هذه المنازل ومدى إتساع نوافذها وأن تكون هذه النوافذ فى الإتجاه المضاد لاتجاه الرياح الثلجية أو الرياح الشديدة الباردة^(٢).

هذا ومن الصعب القيام ببعض الأعمال الهندسية الخارجية (أى خارج المصانع) إذا ما كانت الرياح شديدة (من ٤٠-٦٠ ميلاً فى الساعة) خاصة عند القيام بأعمال البناء فى الطوابق العليا وأعمال الدهان، وتركيب أسلاك التليفون والكهرباء ويذكر الأستاذ راسيل Russell, 1957 بأنه إذا إشتدت سرعة الرياح عن ٤٠ ميلاً فى الساعة (١٨ م/الثانية) فيكون تأثيرها على القيام بالعمليات الصناعية بسيطاً، أما إذا زادت سرعة الرياح عن ٦٠ ميلاً فى الساعة (٢٧ م/الثانية) فإنه يتعذر القيام بالعمليات الصناعية الخارجية^(٣).

Mather, J.R., "Climatology, Fundamentals and Applications", Mc Graw-Hill, (١) New York (1974) P.336-372.

(٢) المرجع السابق (١٩٧٤) ص ٣٢٨.

Russell, J.A., "The problem, method and conclusions, in industrial operations (٣) under extremes of weather", Meteorol. Monographs, no. 9 (1957) P.1-9.

ويؤكد الأستاذ لاندسبرج (1960) Landsberg بأن المناخ يعد من العوامل الرئيسية التي تؤثر في إختيار مواقع المصانع ومراكز الإنتاج المختلفة، بل وفي التوطن الصناعي. على سبيل المثال تتوطن صناعة بناء الطائرات وصناعة الأفلام السينمائية في القسم الغربي من ولاية كاليفورنيا بالولايات المتحدة الأمريكية، حيث يزداد هنا عدد ساعات شروق الشمس، وأن الرؤية دائمة حسنة، هذا إلى جانب ندرة حدوث الضباب واعتدال المناخ^(١).

وبالنسبة لصناعة المنسوجات القطنية في بريطانيا فقد كانت هي الأخرى تتركز أساساً في المناطق المعتدلة الباردة في مقاطعة لانكشير غرب إنجلترا، حيث إن الرطوبة النسبية هنا مرتفعة. في حين تركزت مصانع المنسوجات الصوفية في إنجلترا بالقسم الشرقي من مقاطعة يوركشير، حيث إن الظروف المناخية هنا ساعدت على إنتشار الحشائش اللينة الجيدة لتربية أغنام الصوف. أما في جمهورية مصر العربية فتتركز مصانع غزل الصوف ونسجه في النصف الشمالي من الدلتا حيث إن الهواء يعد أعلى رطوبة من هواء الوجهة القبلى في مصر. ولكن نتيجة لاستخدام وسائل التدفئة والتبريد الصناعي في الوقت الحاضر، نجح الإنسان في التغلب على كثير من المشكلات التي تنجم عن الظروف المناخية داخل جدران المصانع، إلا أن ذلك يزيد بلا شك في التكلفة الإنتاجية لمثل هذه المصنوعات.

وقد عمل الإنسان منذ القدم على إستغلال بعض عناصر المناخ في توليد الطاقة المحركة لخدمة إنتاجه وحاجاته. فقد إستغل الإنسان الرياح الشديدة في تشغيل المراوح والطواحين الهوائية، وفي دفع المياه من المناطق المنخفضة إلى المناطق الأعلى منسوباً وعند إستخراج المياه الجوفية من الآبار. وفي المناطق الغزيرة الأمطار والمقطعة بالمجارى النهرية السريعة الجريان ذات الشلالات العالية إستغل الإنسان عمليات تساقط المياه في توليد الطاقة المحركة وتشغيل مصانهه كما تمثل ذلك في السهول الشرقية

Landsberg H.E., "Physical Climatology, 2ed, edi, Gray Printing Co. Du Bois (١) (1960) P.446.

للولايات المتحدة الأمريكية منذ القرن السادس عشر الميلادي، وتكون على هذه المجارى النهرية التى تقطع هذه السهول ما عرف باسم خط المساقط Fall Line الذى ساعد على ظهور النهضة الصناعية الأمريكية. هذا إلى جانب ما ينتظره الإنسان من تطور فى صناعاته بعد تعميم استخدام الطاقة الشمسية كمصدر من مصادر الطاقة المحركة بصورة إقتصادية فى المستقبل القريب.

(٤) المناخ وطرق النقل:

تكاد تتأثر حركات النقل الجوية والبحرية والبرية بالظروف المناخية المتنوعة، فمن الضروري لسلامة الملاحة الجوية أن يكون الملاح الجوى على معرفة متصلة بالتغيرات الطقسية أثناء عمليات الطيران الجوى. ويهتم الملاح الجوى بمعرفة الخصائص الطقسية فى الطبقات السفلى والعلية من الغلاف الجوى، كما يتزود الملاح الجوى ببيانات الطقس الجوى المتلاحقة عن طريق محطات الأرصاد الجوية على سطح الأرض وذلك تأميناً لسلامة حركات الطيران الجوى، وتفادى الطيران فى المناطق المعرضة لحدوث الأعاصير والسيئة الرؤية. وعند اختيار مواقع المطارات، يهتم المهندسون باختيار مناطق لا تتعرض لحدوث الضباب بكثرة، ولا تتأثر بحدوث الزوابع والأعاصير أو لأخطار سقوط الثلج، وأن لا تتعرض أرض المطارات لفعل السيول الجافة أو الفيضانات المدمرة.

وبالنسبة للملاحة البحرية يلزم على قبطان السفينة أن يلم إلماماً كاملاً بكل ما يتعلق بالتغيرات الطقسية أثناء قيامه برحلاته البحرية. فعليه أن يدرك أولاً بأول اتجاه الرياح وسرعتها والكتل الهوائية التى تقع على طول الخط الملاحى البصرى وأن يدرك موعد حدوث الأعاصير والانخفاضات الجوية ومرور أسطح الجبهات المختلفة، وأثر كل ذلك على حالة البحر ومدى ارتفاع الأمواج وبالتالي على سلامة سفينته. هذا وقد يتعذر خروج السفن من الميناء أو الدخول إليه فى حالة حدوث العواصف وارتفاع أمواج البحر كما قد يتعذر على السفن الملاحة فى المحيطات

القطبية إذا ما تعرضت مياهها السطحية للتجمد.

وتتأثر سلامة الحركة على طرق النقل البرى بتغير الظروف
الطقسية. فكثيراً ما ترتفع عدد حوادث السيارات عندما يشتد الضباب
وتسوء الرؤية. فى حين تتعرض محركات السيارات للإحترق عندما ترتفع
درجة حرارة الهواء خلال أشهر الصيف فى المناطق المدارية. وكثيراً ما تقفل
الطرق الجبلية فى البلاد التى يتساقط فيها الثلج بدرجة كبيرة، وتسبب
المياه المنصهرة من الثلج ومياه الأمطار الغزيرة على تعرض أجزاء من
أرضية الطريق البرى لعمليات الهبوط الأرضى Subsidence وقد تنهار
التربة والرواسب على جوانب الطرق الجبلية الشديدة الانحدار Debris and
Soil avalanches.

(٥) المناخ وملبس الإنسان وراحته:

من المعلوم أن جسم الإنسان يولد فيه الحرارة عند قيامه بأوجه
النشاط المختلفة ومنح الله الإنسان قدرات تمكنه من تنظيم درجة الحرارة
داخل جسمه. فعندما ترتفع درجة حرارة جسم الإنسان يخرج العرق
لينظم درجة حرارته وتتأثر حرارة جسم الإنسان كذلك بالظروف الطقسسية
المتباينة أى عندما ترتفع درجة حرارة الهواء أو تنخفض بشدة وكل ذلك
يؤثر فى كيفية التوازن الحرارى Heat Balance لجسم الإنسان، بل وفى
مزاجه ومدى نشاطه وقدرته على العمل ومدى تعرضه للأمراض الناتجة
عن التغير الفجائى فى الظروف الطقسسية.

وتبعاً لاختلاف درجة حرارة جسم الإنسان Homothermy عن درجة
حرارة الهواء المحيط به، يلبس الإنسان الملابس الثقيلة الداكنة اللون شتاءً،
والملابس الخفيفة الواسعة الفاتحة اللون صيفاً. وعند صنع هذه الملابس
يراعى المختصون إختيار الألياف الطبيعية والصناعية المناسبة للظروف
الطقسية، بحيث تساعد هذه الألياف على تنظيم عمليات التبادل الحرارى
بين جسم الإنسان والهواء المحيط به. أى تعمل على تقليل فقدان الجسم

لدرجة حرارته فى أوقات البرودة، ومساعدة جسم الإنسان على التخلص من الحرارة الزائدة فى الأوقات الحارة. وقد تقدمت صناعات النسيج اليوم تقدماً كبيراً بعد نجاحها فى تقديم أنواع متعددة من المنسوجات تحمى جسم الإنسان من الأشعة الشمسية الشديدة والأمطار الغزيرة والجو الرطب، بل ومن الإحترق أو دخول أشواك النباتات فى جسم الإنسان.

وفى المناطق التى تتعرض دائماً لهبوب الرياح المحملة بالرمال كما هو الحال فى شمال الصحراء الكبرى يضع أفراد قبائل الطوارق الثمة من الأقمشة فوق أنوفهم وأفواههم وقاية لهم من الأتربة والرمال الدقيقة الحجم التى تلوث الجو أثناء حدوث العواصف الرملية.

وعلى ذلك إهتم علماء المناخ التطبيقي اليوم بدراسة أثر الظروف الطقسية على راحة الإنسان^(١) Human Comfort . فقد عنى هؤلاء العلماء بدراسة التغير اليومي فى درجة الحرارة، وفى الرطوبة النسبية وحركة الرياح أو سكون الهواء وأثر كل ذلك على راحة الإنسان ومزاجه ونشاطه. ومن بين هذه الدراسات تلك التى قام بها تيرجونج^(٢) Terjung حيث قسم أرض العالم إلى إحدى عشر إقليماً مناخياً حيوياً Bioclimatic regions وذلك على أساس اختلاف نسبة الرطوبة والمتوسط الشهرى لدرجة الحرارة. وتعد أنسب هذه الأقاليم لراحة الإنسان وزيادة قدرته على العمل بحسب دراسته هو ذلك الإقليم الذى يبلغ فيه المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة ٦٨°ف ولا تزيد نسبة الرطوبة الشهرية عن ٧٠٪. وتعد الأقاليم الحارة فى رأيه هى تلك التى يرتفع فيها المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة عن ٧٤°ف وترتفع فيها نسبة الرطوبة عن ٧٠٪، أما الأقاليم الباردة فتتخفض فيها درجة الحرارة الشهرية عن ٣٥°ف والشديدة البرودة جداً

(١) Mather, J.R., "Climatology, Fundamentals and Applications", Mc Graw-Hill, (١) New York, (1974) P.220.

(٢) Terjung, W.H., "Physiologic Climates of the conterminous United States", A (٢) bioclimatic classification based on Man Ann. Ass. Amer. Geographer, vol.56 no.1(1967) P.141-179.

هى تلك التى تنخفض فيها درجة الحرارة الشهرية عن -٤°ف (١). كما رجح الأستاذ مازر (٢) Mather, 1954 كذلك بأن هجرة الإنسان القديم من أواسط آسيا إلى شمال أمريكا الشمالية وإلى جنوب غربى آسيا وأفريقيا خلال فترات ما قبل التاريخ إنما يعزى إلى تغير الظروف المناخية، ومحاولات الإنسان البحث عن المناطق ذات الظروف الطقسية والمناخية التى تناسب راحته ومزاجه وقدرته وإقباله على العمل.

(٦) المناخ وصحة الإنسان:

أدرك الإنسان منذ القدم أن الطقس والمناخ لهما تأثيرهما المباشر فى صحته ونشاطه، فربط الفيلسوف الأغريقى هيبوقراط Hippocrates (٤٦٠-٣٧٧ ق.م) بين الأمراض الموسمية التى يتعرض لها الإنسان، وتغير الظروف المناخية من فصل إلى آخر ويميز هيبوقراط بين أنواع أمراض الصيف وأنواع أمراض الشتاء ووضع بذلك حجر أساس علم المناخ الطبى Medical Climatology. وعلاج الأمراض المتنوعة للمناخات المختلفة Climatotherapeutics.

ويرجع الفضل حقيقة إلى الأطباء أكثر منه إلى الجغرافيين فى الربط بين المعلومات المناخية والظواهرات الصحية وأنواع الأمراض التى يتعرض لها الإنسان. فمنذ بداية القرن الثامن عشر، ظهرت دراسات طبية توضح العلاقة بين تغير الظروف المناخية وانتشار الأوبئة والأمراض وزيادة نسبة الوفيات وتوطن بعض الأمراض فى المناطق الصناعية ومناطق المحاجر والمناجم.

وحاول الطبيب كلدن C. Colden (1716) إظهار العلاقة بين ظروف مناخ مدينة نيويورك (خلال هذه الفترة الزمنية) وأنواع الأمراض التى

Mather, J.R., "Climatology, Fundamentals and Applications", Mc Graw-Hill, (١) New York, (1974) P.254.

Mather, J. R., "The effect of climate on the New World migration of primitive (٢) man", Jour. Anthropology, vol. 10. no.3 (1954) P.304-321.

كانت منتشرة بين سكانها^(١). ثم ظهرت في الولايات المتحدة الأمريكية بعد ذلك دراسات الطبيب ليننج في عام ١٧٣٧ Dr. J. Lining والطبيب شامبرز في عام ١٧٧٦ L. Chambers التي إختصت بدراسة التغيرات المناخية ومدى توطن بعض الأمراض في كارولينا الجنوبية^(٢). كما إهتمت هذه الدراسات كذلك بكيفية تفاعل جسم الإنسان (عن طريق الدورة الدموية والعرق) مع التغيرات الطقسية ليبقى الجسم في درجة حرارته العادية (٣٧°م أى ٩٨,٦°ف).

وقد قسم الباحثون في علم المناخ الطبي Medical Climatology أنواع الأمراض بحسب الظروف المناخية المثلثة في كل من أقاليم العالم المختلفة.

فهناك أمراض المناطق الحارة الرطبة وأمراض المناطق الباردة وأمراض المناطق الجبلية. فتنتشر الإنفلونزا وأمراض الحنجرة وفقر الدم (الأنيميا Anemia) في المناطق الباردة، والملاريا والحمى الصفراء والكوليرا والتيفوئيد والدوسنتاريا في المناطق المدارية الحارة الرطبة ومعرض النوم بسبب ذبابة تسمى تسمى في المناطق الإستوائية.

ولا يخفى علينا أهمية تلوث الهواء Air Pollution (خاصة عندما يصاحب ذلك حدوث الضباب) وأثر ذلك على صحة الإنسان. فعندما ترتفع درجة تلوث الهواء بالأتربة والدخان والمواد الغازية السامة يصبح الهواء الذي يستنشقه الإنسان بالغ الخطر على حياته. فقد قدر العلماء بأن مقدار ما يتصاعد من مداخن مصانع مدينة ليدز مثلاً يبلغ نحو ٣٥ ألف طن من الغبار سنوياً. ولهذا الغبار تأثيره الكبير على طقس المدينة ومناخها حيث يحجز جزءاً من أشعة الشمس ويسبب حدوث الضباب الأسود وإنتشار المواد الحمضية في الجو. وعندما تعرضت مدينة لندن لحدوث الضباب

(١) Cassedy, J.H., "Meteorology and Medicine in colonial America", Jour Hist. (١) Med. Sci., Vol 24 No.2(1969), P.193-204.

(٢) Mather, J.R., "Climatology...", Mc Graw-Hill, N.Y. (1974) P.262-292. (٢)

الأسود الملوثة بالأتربة والغازات عام ١٩٠٢ أدى ذلك إلى مصرع آلاف من سكان المدينة وتكررت نفس الظاهرة نتيجة لتلوث الهواء فوق المناطق الصناعية مثل ونورا Donora في بنسلفانيا بالولايات المتحدة الأمريكية في عام ١٩٤٨، وبوادي الميز Meuse valley في عام ١٩٣٠. ولذلك إهتم هُدجسون (Hudgson 1970) بدراسة أثر تلوث هواء مدينة نيويورك بغازات ثنائي أكسيد الكربون وثاني أكسيد الكبريت وأول أكسيد الكربون فوق ضباب المناطق الصناعية وأثرها في زيادة نسبة الوفيات خاصة بين كبار السن (الذين تزيد أعمارهم عن ٦٠ سنة) وهكذا أصبح تلوث الهواء من الظواهر المخيفة والخطرة على حياة الإنسان في وقتنا المعاصر وذلك بعد إنتشار محطات توليد القوى المحركة، والمصانع المطورة التي تستخدم في تشغيلها الوقود الذري. وقد ينتج عن ذلك تلوث الهواء بل ومياه الأنهار والبحيرات بالعناصر الذرية الخطرة على حياة الإنسان^(١).

وقد إهتم كثير من الباحثين بدراسة تلوث الهواء بالأتربة والذرات الدقيقة عند حدوث العواصف الرملية وأثر ذلك في إنتشار أمراض العيون خاصة مثل (الرمد الربيعي). وفي صحة الإنسان عامة^(٢).

(٧) المناخ ومسكن الإنسان وفن العمارة:

نتج عن هجرات الإنسان القديم المتلاحقة خلال فترات ما قبل التاريخ أن وجد نفسه أحياناً في مناطق ذات مناخ لا يتناسب تماماً مع راحته وحاجته. فقد تكون تلك الأقاليم المناخية أشد حرارة أو أشد برودة عن ما يتحملة الإنسان. ومن ثم حاول الإنسان منذ القدم التغلب على قسوة الظروف الطقسية والمناخية والتكيف معها وذلك باستخدامه -كما سبقت الإشارة من قبل- ملابس خاصة، أو ببناء مساكن له تؤمن له الحياة السهلة بداخلها وتحقق له الراحة والطمانينة. ويؤكد علماء الهندسة

(١) المرجع السابق (١٩٧٤) ص ٢٦٢.

(٢) Hodgson, T.A., Sir., "Short-term effects of air pollution on Mortality in New York City", Environ. Sci. Tech. vol.4 No.7 (1970), P.589-597.

المعمارية اليوم، بأن تصميمات ونماذج مساكن الإنسان البدائي والتي صنعت بالمواد الأولية المحلية فى المنطقة، كثيراً ما كانت مناسبة تماماً للظروف المناخية السائدة فى كل منطقة ^(١). فيتين مثلاً أن مسكن الإسكيمو الذى يبنى عادة من الثلج الشتوى وعظام الحيتان وبعض الأخشاب يمكن له أن يحتفظ بالحرارة داخله لمدة طويلة بحيث يصبح المنزل أكثر دفئاً من الهواء الخارجى المحيط به. وعلى ذلك يلبس الإسكيمو أثناء وجودهم داخل منازلهم الثلجية الملابس الخفيفة على الرغم من أن درجة حرارة الهواء خارج المنزل قد تصل إلى -٢٠°م.

أما الجماعات البدائية فى شمال شرق سيبيريا مثل الشاكشى Chukchee والكوريك Koryak فيسكنون داخل خيام مخروطية الشكل مصنوعة من الفراء لتحفظ بأكبر قسط من درجة الحرارة داخل الخيمة. وفوق هضاب أعالي نهر كولومبيا تبين أن الهنود الحمر حتى قبل مجيء كرسنوفر كولبس إلى أمريكا (١٤٩٢م) كانوا يعيشون فى مسكن على شكل حفر تحت الأرض بعمق يتراوح من ٤ إلى ٦ أقدام ومتوسط طول الحفرة نحو ١٥ قدماً. ويصنع للمنزل غطاء أو سقف مستوى أو مخروطى الشكل ويغطي هذا السقف بأفرع أشجار الأرز وبعض الحشائش والأعشاب المثلثة فى المنطقة. أما فى المناطق الرطبة الغزيرة الأمطار المرتفعة الحرارة كما هو الحال فى شبه جزيرة فلوريدا (جنوب شرق الولايات المتحدة الأمريكية) فنلاحظ أن الجماعات البدائية القديمة مثل السيمينول Seminoles كانوا يعيشون فى منازل على شكل حجرات متسعة وتتكون أسقفها من الأعشاب وأغصان الأشجار لتحميهم من الأشعة الشمسية الشديدة، وليستظلوا بظلالها الوارفة، كما كانت هذه المساكن تتميز بجودة تهويتها الداخلية وأن أرضيتها تعلو عن سطح الأرض بعدة أقدام

(١) Olgyay, V., "Design with Climate, Bioclimatic approach to Architectural Regionalism", Princeton Univ. Press. New Jersey, (1963) P.190.

داخل المنزل.

وعند إختيار مواقع المدن الجديدة وتخطيطها ينبغي على المختصين دراسة المناخ التفصيلي Micro - Climates للمنطقة المختارة، ودراسة مدى تأثير هذا الموقع بالرياح المحلية وبنسيم البر والبحر وبنسيم الجبل والوادي، وبمدى حدوث الضباب، وتعرض المنطقة للأعاصير والإنخفاضات الجوية، ومدى تنوع درجة حرارة الهواء فوق أجزاء الموقع المختار تبعاً للتنوع في الارتفاع عن سطح البحر. وكل هذه المعلومات تهم بلا شك المهندس المعماري الذي يقوم بتصميم نماذج المسكن المناسب للإنسان^(١). وقد أوضح الأستاذ ميتشيل Mitchell, 1962^(٢) بأن المدن الكبرى قد تكون هي العامل المغير في حالة المناخ المحلي للمدينة Urban Climate، فينتج عن كثرة عدد سكان المدينة وتعدد مصانعها وكثرة السيارات التي تجرى في شوارعها وكثرة عدد المداخل التي تتوج مبانيها، أن تزداد درجة تلوث الهواء بالأتربة والدخان والغازات ومن ثم ترتفع درجة حرارة الهواء فوق المدينة بصورة أكبر من تلك بالنسبة للمناطق المجاورة لها. وهكذا يتكون ما أسماه ميتشيل بالجزر الحرارية Heat Islands.

وقد أوضحت دراسات لاندسبرج Landsberg, 1950^(٣) لمتوسط

(١)

Paterson, J.I., "The climate of cities.." Public Health Survey, Nat Air pollution Control, Andin. Ap. 59 (1969)P.48.

- قام المؤلف بمساعدة زميله الدكتور ويلفريد باخ Wilfred Bach في عام ١٩٦٢ في عمليات رصد وتسجيل درجات حرارة الهواء فوق أجزاء مدينة شيفيلد الصناعية بإنجلترا، وحساب مدى تلوث الهواء بغاز ثاني أكسيد الكربون وثاني أكسيد الكبريت وعمل خرائط توضح الجزر الحرارية فوق أحياء مدينة شيفيلد الصناعية. حيث كان هذا البحث هو موضوع رسالة الدكتوراه (مناخ مدينة شيفيلد) للدكتور ويلفريد باخ.

Mitchell J.M. Jr., "The Thermal Climate of cities.." in "Air over cities", (٣) Symposium, Rehort A. Troft sanity Eng. Center. Tech Report A 62-5 (1962),131-145.

Landsberg, H. E., "Microclimatic Research in relation to building (٣) construction", in weather and building industry, Proc. Bldg. Res. Advisory Board, BRAB Conf. Report I Nat. Head. Sci Nat-Res Coun Washington (1950) P.23-29.

درجات الحرارة التي رصدها خلال شهر أغسطس أثناء فترة ما بعد الظهر وعند المساء لمدينة واشنطن بالولايات المتحدة الأمريكية أربع ملاحظات تتعلق بالمناخ التفصيلي لهذه المدينة تتلخص فيما يلي:

أ- تمتص جدران المنازل الإشعاع الشمسي بسهولة.

ب- يعدل مجرى النهر الذي يخترق وسط المدينة في درجة حرارة الهواء.

ج- تعمل المناطق المرتفعة من المدينة على إنخفاض درجة حرارة الهواء المثل فوقها خاصة خلال فصل الصيف.

د- تنخفض درجة حرارة الهواء في المناطق التي تغطيها الغابات بالقرب من أطراف المدينة وذلك تحت تأثير ظلال الأشجار Shades وبفعل عمليات التبخر والتنتع Evapotranspiration.

وقد درس نيكولاس^(١) Nicholas, 1971 متوسطات درجة حرارة هواء مدينة واشنطن خلال فصلي الصيف والشتاء (متوسط ٢٠ سنة) وأوضح العلاقة بين تأثير المناطق الصناعية والسكنية والجبلية والغابية وأشكال خطوط الحرارة المتساوية الفصلية فوق المدينة، ثم عالج بعد ذلك أثر كل من الرطوبة والحرارة وتلوث الهواء فوق مدينة واشنطن وأثر ذلك في الصحة العامة لسكان هذه المدينة^(٢).

(٨) الأهمية الجيوستراتيجية لعلم المناخ:

لا تقتصر أهمية المناخ على الحياة العملية ونشاط الإنسان ومسكنه وملبسه بل للمناخ أهمية جيوسراتيجية يقدرها بحق المخططون لسير المعارك الخيرية. وأصبح من بين أعمال سلاح الإشارة في الجيوش المتقدمة

(١) Nicolas, F. W., "The changing from of the urban heat Island of Metropolitan Washington" Tech. papers, American Congress on Surveying and mapping. Annual. Meeting March 7-12, Washington (1971).

(٢) تعد المدن الكبرى في عالمنا العربي مثل القاهرة والإسكندرية وعمان، والكويت وبغداد ودمشق والرياض والجزائر وهران وبهروت في حلجة ماسة إلى دراسات تفصيلية تتعلق بمناخها. ويتطلب هذا من الدارس للمناخ التفصيلي لأى من هذه المدن أن يقوم بإنشاء محطات رصد جوى مؤقتة في كل مدينة منها يرصد ويسجل فيها تغير الأحوال الطقسية لفترة زمنية مختارة ليحدد خصائص المناخ التفصيلي لكل من هذه المدن والعوامل الجغرافية المختلفة التي تؤثر في مناخ كل مدينة منها.

رصد العناصر الجوية : تسجيلها أولاً بأول لخدمة القوات الجوية والبحرية والبرية. ويذكرنا التاريخ بأن من أسباب فشل حملة نابليون بونابرت على الأراضي الروسية هو قسوة الظروف المناخية الشتوية لهذه البلاد وما تعرض له جنوده من البرد القارس والثلج الساقط، وأصبحت تحركاتهم مشلولة تحت هذه الظروف المناخية. ويحكى التاريخ قصصاً عديدة توضح أثر الظروف الجوية فى نجاح المعارك أو فشلها. فقد هلك مئات من جنود الكونت بلديون عندما تعرضوا للبرد الشديد فى عام ١١٠٠م، ولم تساعد الظروف الجوية القاسية الفرنجة دخولهم دمياط فى عام ١٢١٨م^(١)، وتكررت هذه الظروف أثناء الحربين العالميتين الأولى والثانية، حيث اجتاحت جيوش الألمان الأراضي البولندية خلال فترة إنقطاع سقوط الأمطار ومن ثم أحسنوا إستخدام وحداتهم الميكانيكية فى الهجوم. وإجتازت البوارج الألمانية مضيق دوفر الحصين خلال يوم عبوس ملبد بالغيوم فلم يستطع السلاح الجوى البريطانى إيقاف الهجوم الألمانى. وعلى ذلك تلعب الظروف الطقسية دوراً بارزاً فى سير المعارك الحربية، فقد يكون من الصعب القيام بالهجوم الجوى أثناء حدوث العواصف والأعاصير أو عند حدوث الضباب الكثيف وسوء حالة الرؤية، فى حين قد يختار رجال الصاعقة مثل هذه الظروف المناخية الصعبة للعمل خلف خطوط العدو وقبل هبوط رجال المظلات فى المناطق المختارة لهم، وعند تقدم الآليات العسكرية والدبابات ينبغى أن يكون القائد العسكرى على معرفة تامة بالظروف الطقسية التى قد تعرقل من إتمام قيام هذه العمليات العسكرية بالنجاح المطلوب. ولذلك لم يكن غريباً أن تكون أعمال الأرصاد الجوية تابعة لإشراف جيش الولايات المتحدة الأمريكية، وأن يكون لجيوش بعض الدول المتقدمة مثل بريطانيا وألمانيا وفرنسا والإتحاد السوفيتى هيئات خاصة بالجيش من وظيفتها إعداد الخرائط الطقسية التى تلزم وحدات الجيش المختلفة. وهكذا يتضح لنا القيمة العلمية والعملية لعلم المناخ التطبيقي والخصائص الحيوية لهذا العلم فى وقتنا المعاصر.

(١) محمود حامد محمد «التطبيقات الجوية» القاهرة (١٩٤٦) ص ٢-٣.

الفصل الثالث

الغلاف الجوى للكرة الأرضية

طبيعة الغلاف الجوى:

الغلاف الجوى أو الغازى عبارة عن غطاء سميك من الغازات يحيط بالكرة الأرضية من جميع الجهات ويتراوح سمكه من ١٠ إلى أكثر من ٢٠٠ ميلاً ومن المعلوم أن الهواء Air لا لون له ولا رائحة ولا طعم له كذلك، كما لا يشعر الإنسان بالهواء إلا عند تحركه، ويسمى فى هذه الحالة بالرياح Wind. ويتميز الهواء بقدرته على الحركة Mobil وقابليته للمرونة Elastic والإنضغاط Compressible والتمدد Expansible، كما ينقل الهواء الموجات المنضغطة Compression Waves. والغلاف الجوى شفاف Transparent بالنسبة لأنواع المختلفة من الإشعاع الشمسى التى تخترقه. وعلى الرغم من أن الهواء أقل كثافة من المياه ومن صخور الأرض، إلا أن له وزن ويتولد عنه ضغط تبعاً لمدى ثقله. وحيث أن الطبقات السفلى من الغلاف الجوى تنضغط بدرجة أكبر من تلك فى طبقاته العليا، فإن كثافة الهواء تقل بسرعة مع الارتفاع عن سطح الأرض^(١).

ويقدر العلماء وزن الكتلة الإجمالية للغلاف الجوى بنحو ٥٦×١٠^{١٤} طن ويلاحظ أن نصف هذه الكتلة الهوائية لا تبعد عن سطح الأرض بأكثر من ١٨,٠٠٠ قدم^(٢)، بل إن أكثر من ٩٩٪ من جملة كتلة الغلاف الجوى لا تبعد بأكثر من ٢٠ ميلاً فقط من سطح الأرض. ويحمى الغلاف الجوى سطح الكرة الأرضية من تساقط بقايا الشهب والنيازك من الفضاء الخارجى حيث ينتج عن احتكاك هذه البقايا الكونية الساقطة

Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N.J. 2nd edi (١) (1966) P.8-13.

Barry R.G. and Chorley, R. J., "Atmosphere, weather and Climate", Methuen, (٢) London (1969) P.17-20

بالغلاف الجوى إحتراقها قبيل وصولها على سطح الأرض. وبدون الغلاف الجوى حول الكرة الأرضية تنعدم الحياة على سطح الأرض، حيث إن الهواء هو مصدر تكوين السحب وهبوب الرياح والعواصف وسقوط الأمطار، وتكوين الموارد المائية على سطح الأرض، كما أن بعض غازات الهواء (الأكسجين) يعتمد عليه كل من الإنسان والحيوان فى عمليات التنفس^(١). هذا وينظم الغلاف الجوى القوة الكاملة Full Force للإشعاع الشمسى الساقط على الأرض، كما يمنع فقدان الكلى للإشعاع الأرضى المرتد من سطح الأرض إلى أعالي الغلاف الجوى. ومن ثم ينظم الغلاف الجوى درجات الحرارة بحيث تصبح مناسبة تماماً لحياة الإنسان وإذا ما تخيلنا عدم وجود الغلاف الجوى حول الأرض لارتفعت درجة حرارة سطح الأرض إلى نحو ٢٢٠°ف أثناء النهار، وانخفضت هذه الحرارة إلى أقل من -٣٠٠°ف أثناء الليل، ويصبح المدى الحرارى اليومى كبيراً جداً مثل ذلك الذى يتمثل فوق بعض كواكب المجموعة الشمسية، وتحت هذه الظروف الأخيرة تنعدم الحياة البشرية على سطح الأرض^(٢).

نشأة الغلاف الجوى:

حاول العلماء معرفة كيفية نشأة الغلاف الجوى بمقارنة الخصائص العامة لكوكب الأرض وبقيّة كواكب المجموعة الشمسية. وقد إتضح بأن معظم كواكب المجموعة الشمسية ليس لها غلاف جوى. وإن الغازات التى تتمثل عند الأطراف العليا للغلاف الجوى لكوكب الأرض تتألف من غازات خفيفة جداً تتألف من الأيدروجين Hydrogen والهليوم Helium، ويندر وجود الغازات الخفيفة بالقرب من سطح الأرض. وعلى ذلك رأى العلماء بأن الغلاف الجوى لكوكب الأرض والذى يتألف أساساً من النيتروجين N_2 والأكسجين O_2 تكوّن عند بداية ميلاد الكرة الأرضية نفسها وأثناء مراحل

(١) Herbert Riehl, "Introduction to the atmosphere", Mc Graw-Hill, N.Y. (1972) P.3-30.

(٢) Byers, H. R., "General meteorology", Mc Graw-Hill, N.Y. 3rd edi (1959) P.7.

تكوين القشرة الصخرية لسطح الأرض^(١). فعند إنبثاق الغازات الأولية نتيجة لتفاعل المواد المشعة في باطن الأرض، تصاعدت الغازات إلى أعلى، وأخذت ترتب نفسها رأسياً بحسب كثافتها ومدى ثقلها. ومن ثم تركز النيتروجين والأكسجين بالقسم الأسفل من الغلاف الجوى فى حين صعد الهليوم والأيدروجين عند الأطراف العليا لهذا الغلاف. وربما أتاحت هذه الظروف القديمة أيضاً الفرصة لتراكم بعض الغازات الفضائية Cosmic Gases وتجمعها حول سطح الكرة الأرضية^(٢).

وقد اقترح بعض العلماء تكوين الغلاف الجوى لكوكب الأرض على ثلاث مراحل هي^(٣):

المرحلة الأولى:

كانت الأرض عند بداية ميلادها تتألف من سحب الغبار والغازات السديمية التابعة لدرب التبانة وكانت كتلة الأرض الأولية عبارة عن تجمعات من الغبار الكونى والنيازك Meteorites ومحاطة بغازات الهيدروجين والهليوم ولم يكن الأكسجين ممثلاً فيها. وبعد عدة ملايين من السنين نمت كتلة الأرض الأولية عن طريق إلحام المواد الكونية فى حين عملت النيازك على تسخين الغلاف الغازى للأرض وإندفعت الغازات الخفيفة الوزن إلى أعلى. ونتيجة للحركة المحورية لكتلة الأرض تكورت الأرض وتكون ثقلها فى مركزها الداخلى وزاد نشاطها البركانى الذى أدى بدوره إلى إنبثاق كميات ضخمة من اللافا والرماد البركانى والغازات وخاصة ثانى أكسيد الكربون CO_2 والنيتروجين N_2 وكذلك بخار الماء H_2O . ولم يكن غاز الأكسجين الحر (أى بمفرده) موجوداً حتى هذه المرحلة. وبعد ملايين السنين الأخرى إستطاع النشاط البركانى للأرض تكوين

(١) Landsberg, H. E., "Origin of the atmosphere", Scient. Am. vol. 189, 2 (1953) P.82-86.

(٢) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N.J., 2nd edi, (١966) P.9.

(٣) Moran, J. and Morgan, M., "Meteorology", 3rd edi, Macmillan Pub. (١991) N.Y. P.70.

غلاف جرى سميك تزداد فيه نسبة ثانى أكسيد الكربون والنتروجين. وينتج عن تركيز الإشعاع الشمسى فى القسم الأعلى من الغلاف الجوى تكسير ذرات بخار الماء وتكوين غاز الأكسجين الحر لأول مرة فى الغلاف الجوى، كما أضافت عمليات التحلل الإشعاعى لذرات البوتاسيوم فى قشرة الأرض غاز الأرجون Inert Argon إليه. ويعتقد العلماء بأن حجم الغلاف الجوى فى هذه المرحلة الأولية كان ٢٠ مثلاً لحجمه الحالى، ربيعاً لزيادة تركيز غاز ثانى أكسيد الكربون كانت درجة حرارة هواء الغلاف الجوى أعلى بكثير من درجة حرارة اليوم (تتراوح من ٨٥ إلى ١١٠ م°).

المرحلة الثانية:

بدأت هذه المرحلة مع بداية تكوين الأحواض المحيطية وظهور الحياة على سطح الأرض بعد أن سقطت عليها الأمطار. وخلال فترات الهدوء التكتونى لباطن الأرض تعرض غلافها الغازى للتبريد وللتكاثف وسقوط الأمطار بفزارة وتجمع المياه فى الأحواض المحيطية. وعلى ذلك بدأت تظهر بدايات الحياة الأولية البسيطة منذ نحو ٣٥ بليون سنة وقامت كائناتها بعمليات التمثيل الضوئى وذلك بامتصاص ثانى أكسيد الكربون من الجو واستخراج الأكسجين من أجسامها الذى أخذ حجمه فى الزيادة التدريجية منذ ذلك الحين إلى أن أصبح يمثل اليوم ٢٠,٩ ٪ من جملة وزن غازات الغلاف الجوى. أما غاز ثانى أكسيد الكربون فقد تعرض للإستنزاف وتدنّى حجمه إلى أن أصبح يمثل اليوم ٠,٠٣ ٪ من وزن الغلاف الجوى. واستخدمت الكائنات البحرية غاز ثانى أكسيد الكربون الذائب فى المياه فى بناء قشورها وأصدانها وعند موتها تتجمع هياكلها فوق أرضية المحيطات لتكون الصخور الجيرية الكربوناتها.

المرحلة الحديثة:

فى هذه المرحلة أخذت غازات الغلاف الجوى ترتب نفسها رأسياً

حسب ثقلها ووزنها وتجمعت الغازات الرئيسية للغلاف الجوى فى قسمه الأسفل حتى إرتفاع ٨٠ كم من سطح الأرض. وأطلق العلماء على هذا القسم الأسفل مصطلح «النطاق المتجانس» Homosphere أما النطاق العلوى من الغلاف الجوى الذى يتركب من غازات خفيفة الوزن متعددة ومتنوعة فيطلق عليه تعبير «النطاق المتغاير» Heterosphere. وهكذا أصبح النتروجين (٧٨٪) والأكسجين (٢٠.٩٪) هما من أهم الغازات الرئيسية المكونة للقسم الأسفل من الغلاف الجوى للأرض. ثم يلى ذلك من حيث الوزن كل من الأرجون (٩٣٪) وثنائى أكسيد الكربون (٥٣.٠٪). فى حين يتركب القسم الأعلى من الغلاف الجوى من غازات خفيفة الوزن متعددة النوع من بينها غازات النيون Neon والهليوم Helium والميثان Methane والكربتون Krypton والهيدروجين Hydrogen والأوزون Ozon والزنون Xenon.

وتعمل الأشعة فوق البنفسجية على تكسير ذرات أكسيد الأكسجين O_2 إلى ذرات منفصلة Photo dissociation فى القسم الأعلى من الغلاف الجوى. فى حين لا تستطيع القيام بهذا الفعل فى القسم الأسفل منه اللهم إنه عند إتساع فجوات الأوزون وإختراق الأشعة فوق البنفسجية طبقات الغلاف الجوى ووصولها إلى سطح الأرض.

وإذا كانت مياه البحار والمحيطات تكونت تبعاً لتساقط الأمطار التى تكونت ولا تزال تتكون اليوم فى الغلاف الجوى للأرض، فإن المياه قد إنبثقت أصلاً من باطن الأرض، ويقول عز وجل «والأرض بعد ذلك سحاها، أخرج منها ماءها ومرعاها». وإحتلت المياه مساحات واسعة من سطح الأرض تربعو على ٧٩٪ من مساحة سطح الكرة الأرضية. وتمثل مياه المحيطات ٩٧,٢٪ من إجمالى حجم المياه على سطح الأرض فى حين تمثل الغطاءات الجليدية ٢,١٥٪ والمياه الجوفية ٠,٦٢٪ ومياه البحيرات العذبة ٠,٠٠٩٪ ومياه البحيرات المالحة ٠,٠٠٨٪ والمياه فى التربة ٠,٠٠٥٪ ومياه الغلاف الجوى ٠,٠٠١٪ ومياه المجارى النهرية ٠,٠٠٠١٪ من إجمالى حجم المياه على سطح كوكب الأرض.

ويجدد الغلاف الجوى نفسه سنوياً وبصورة تدريجية عن طريق تصاعد الغازات الباطنية الأولية (أى التى تظهر على سطح الأرض لأول مرة) عند إنبثاق المصهورات البركانية على سطح الأرض (يلاحظ أن فعل النشاط البركانى كان كبيراً خلال حدوث الحركات التكتونية الكاليدونية والهرسينية والألبية خلال فترات التاريخ الجيولوجى الطويل). كما تضاف بعض الغازات إلى الغلاف الجوى مع إنبثاق مياه النافورات الحارة، وعند حدوث بعض التفاعلات الكيميائية لبعض المواد على سطح الأرض، ونتيجة لتحلل بعض النباتات والحيوانات والمواد العضوية المختلفة وتخلل بعض التكوينات الصخرية وإحتراق مواد الوقود. هذا ويمر النتروجين بدورة مركبة فى النشاط الذى تقوم به البكتيريا فى التربة، وينتقل إلى أنسجة الحيوانات ويظهر كذلك عند تحلل المواد العضوية، ثم يعود النتروجين فى النهاية إلى الغلاف الجوى. وعلى ذلك فإن كلاً من النباتات والحيوانات والبكتيريا وبعض التفاعلات الكيميائية فى التربة والمياه ما هى إلا عوامل تساعد على الإحتفاظ بتوازن كمية النتروجين فى الغلاف الجوى وعلى إستمرارية الحياة لكل الكائنات الحية على سطح الأرض بل وفى باطن التربة وفى الغلاف المائى وفى الهواء.

تركيب الغلاف الجوى:

يتركب الغلاف الجوى الجاف Dry air من عدة غازات بحيث يمكن أن يعمل كل منها على حدة منفصلاً عن بقية الغازات الأخرى. وقد إعتقد الإغريق أن الهواء مكون من عنصر واحد. وظل هذا الاعتقاد قائماً حتى القرن الثامن عشر الميلادى عندما نجح الكيميائيون فى فصل الغازات المختلفة للهواء بعضها عن البعض الآخر وتمييز كل غاز منها على حدة.

ويتألف الغلاف الجوى أساساً من أربعة غازات هى النتروجين والأكسجين والأرجون وثانى أكسيد الكربون حيث تكون هذه الغازات أكثر من ٩٩,٩٪ من جملة حجم الهواء ويكاد يؤلف النتروجين نحو ٧٨٪ من حجم الهواء فى حين يكون الأكسجين نحو ٢١٪ من حجم الهواء. أما

الغازات النادرة التى يتألف منها الغلاف الجوى فتتمثل فى النيون Neon (١٨ جزء فى المليون)، والهليوم Helium (٥ أجزاء فى المليون) والميثان Methane والكربتون Krypton (جزء واحد لكل مليون) والهيدروجين Hydrogen ($\frac{1}{2}$ جزء فى المليون) وأكسيد النيتروز Nitrous Oxide ($\frac{1}{2}$ جزء فى المليون) والزنون Xenon، ومن الغازات غير المستقرة النادرة فى الغلاف الجوى الأوزون Ozone، والرادون Radon. ويوضح الجدول الآتى أهم غازات الغلاف الجوى ونسبتها المئوية بحسب الحجم Volume والوزن Weight بالنسبة لمجموع غازات الغلاف الجوى^(١).

الغازات	نسبتها المئوية بحسب جملة الحجم	نسبتها المئوية بحسب جملة الوزن
النيتروجين N ₂	٧٨.٠٨٨ /	٧٥.٥٢٧ /
الأكسجين O ₂	٢٠.٩٤٩ /	٢٣.١٤٣ /
الأرجون A	٠.٩٣٠ /	١.٢٨٢ /
ثانى أكسيد الكربون CO ₂	٠.٣٠ /	٠.٠٤٥ /
المجموع	٩٩.٩٩٧ /	٩٩.٩٩٧ /

ويعد الأكسجين أهم هذه الغازات بالنسبة لحياة الإنسان وإتمام عملية التنفس، ويتحد الأكسجين بسرعة مع كثير من العناصر الكيميائية كما أنه يعد ضرورياً لحدوث عمليات الإحتراق Combustion. أما ثانى أكسيد الكربون فينتج عن حدوث عمليات الإحتراق وعن عمليات الزفير التى يقوم بها الحيوان والإنسان فى حين تمتصه النباتات وتعيد إلى الجو غاز الأكسجين. ويمتص ثانى أكسيد الكربون جزءاً من موجات الإشعاع الأرضى الطويلة. أما النيتروجين فلا يتصد بسرعة مع غيره من العناصر الأخرى إلا أنه يدخل فى تركيب كثير من المركبات العضوية. ومن بين أهم

(١) a--- Herbert Riehl, "Introduction to the atmosphere". Mc Graw-Hill, N.Y. (1972) P.19.

b---Byers. H. R., "General meteorology" Mc Graw Hill, N Y., 3rd edit. (1959) P.21.

تأثيراته فى الغلاف الجوى قدرته على إذابة الأكسجين، ومن ثم ينظم النتروجين عمليات الإحتراق وعمليات الأكسدة Oxidation. ويعد الأوزون من العناصر المؤكسدة إلا أنه يتمثل بكميات محدودة جداً فى الغلاف الجوى، كما أنه يحتل إرتفاعات عالية جداً من الغلاف الجوى مما يجعل تأثيره مقصوراً على مناطق محدودة جداً من الغلاف الجوى. ومن أهم مميزات الأوزون قدرته على إمتصاص بعض الأشعة فوق البنفسجية، ولا يسمح إلا بمرور القسم المناسب من هذه الأشعة إلى سطح الأرض.

ولا يتרכب الغلاف الجوى من الهواء فقط، بل يدخل معه أيضاً نسب مختلفة من بخار الماء Water vapour، وتختلف نسبة وجود بخار الماء فى الهواء من كميات محدودة جداً إلى ما يقدر بنحو ٤ ٪ من جملة وزن الهواء وذلك عندما يكون الهواء مشبعاً بالرطوبة. وقد يظهر بخار الماء على شكل صور مختلفة منها الغاز والسائل والصلب. كما أنه هو مصدر عمليات التساقط. ويقوم بخار الماء بعمليات إمتصاص بعض الموجات الطويلة الصادرة من الإشعاع الشمسى ثم يعمل على إنعكاسها وتشتتها. ومن ثم يشترك بخار الماء مع كل من الأتربة وثانى أكسيد الكربون فى خاصية حفظ الإشعاع الأرضى بالقرب من سطح الأرض وعدم تشتته أو تبديده فى الفضاء الخارجى

وقد أوضحت نتائج الأبحاث المتيورولوجية بأن تركيب الغلاف الغازى على إرتفاع ٥٠ - ٦٠ ميلاً (٨٠ - ١٠ كم) من سطح الأرض يظل شبه ثابت لدرجة كبيرة. ويلاحظ أن نسبة وجود غاز الأوزون عند هذه الإرتفاعات العالية تأخذ فى الزيادة التدريجية، فى حين تقل مع الارتفاع عن سطح الأرض نسب وجود غاز ثانى أكسيد الكربون وبخار الماء والأتربة والغبار.

ويدخل فى تركيب الغلاف الجوى كميات كبيرة كذلك من المواد الصلبة ممثلة فى حبيبات الأتربة الدقيقة الحجم Dust particles والغبار البركانى والرمال الدقيقة الحجم وذرات الدخان، وتبدو كل هذه الأتربة معلقة فى الهواء in suspension وتختلف كمياتها إختلافاً كبيراً من منطقة

إلى أخرى^(١). وقدر العلماء مقدار تجمع هذه الأتربة الدقيقة الحجم فرق المسطحات المائية المحيطية بنحر عدة مئات من جيبات الأتربة الدقيقة الحجم لكل سنتيمتر مكعب من الهواء. ولا ترى هذه الأتربة بالعين المجردة، وذلك لأن القسم الكبير منها شبه ميكروسكوبى الحجم. وتعمل الأتربة على إمتصاص جزء من الإشعاع الشمسى Solar insolation، وكعامل مساعد لعمليات الانعكاس Reflection وإنتشار الأشعة Scattering وحفظ الإشعاع الأرضى Terrestrial Radiation داخل طبقة التروبوسفير، هذا يعزى اللون الأزرق للسماء واللون الأحمر لغروب الشمس إلى أثر إختلاط الأتربة مع بعض الغازات وقدرتها على إنتشار الأشعة الزرقاء والأشعة البنفسجية. ومعنى ذلك أنه لولا إنتشار الأتربة الدقيقة الحجم وبخار الماء فى الغلاف الجوى، لظهرت السماء على شكل فضاء لا نهائى أسود اللون، يلمع فيه قرص الشمس تماماً كذا يرى المشاهد النجوم المضيئة فى السماء أثناء الليالى القاتمة اللون^(٢).

وتساعد ذرات الأتربة بخار الماء عند حدوث عمليات التكاثف Condensation، ومن ثم فإن هذه العمليات الأخيرة يتركز حدوثها فى الطبقات السفلى من الغلاف الجوى تبعاً لوفرة وجود نويات التكاثف من ذرات هذه الأتربة العالقة بالهواء^(٣). وتتمثل مصادر هذه الأتربة الجوية فى مصادر عضوية وأخرى غير عضوية. ومن بين الأتربة غير العضوية النشأة ذرات التربة المفككة، وذرات الدخان الكربونية والرماد والأتربة الكونية Meteoric dust والذرات الملحية الدقيقة الحجم التى تتطاير فى الجو عند ارتطام أمواج البحر بالشاطئ. ومن بين الأتربة العضوية النشأة ذرات البكتيريا، وذرات بعض المواد النباتية والحيوانية المفتتة. وتصدر الأتربة من سطح الأرض إلى الغلاف الجوى لتحل محل الأتربة التى تسقط

(١) Blair T. A., "Weather elements", Fourth edition, Englewood Cliffs, Prentice-Hall, New Jersey (1960) P.6-7.

(٢) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, New Jersey, (٢) 2nd edi. (1966) P.10.

(٣) محمود حامد محمد «الميتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص ٧٠-٧٢.

على سطح الأرض عند حدوث عمليات تساقط المطر والثلج
الأقسام الرأسية للغلاف الجوى:

من الصعب أن يحدد العلماء بشيء من الدقة الإمتداد الرأسى للغلاف الجوى، ويعزى ذلك إلى عدم وجود حدود فاصلة تميز بين كل من النهايات العليا للغلاف الجوى من جهة، وبداية الفضاء الخارجى Outer Space الذى يقع خلفه من جهة أخرى. وعلى أساس الاختلاف الرأسى فى درجات الحرارة ومكونات الغلاف الجوى وأنواع غازاته قسم العلماء الغلاف الجوى إلى أربع طبقات رئيسية تتمثل فيما يلى: (شكل ١)

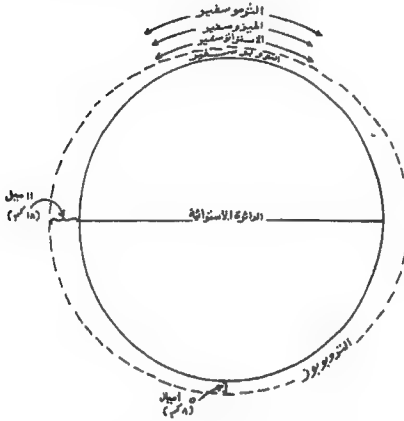
١ - طبقة التروبوسفير: Troposphere

تعتبر هذه الطبقة هى القسم الأسفل من الغلاف الجوى الذى يلامس سطح الأرض، ولكن يختلف سمك هذه الطبقة الهوائية السفلى من خمسة أميال عند القطبين إلى أحد عشر ميلاً عند المناطق المدارية. ويعزى زيادة سمك التروبوسفير عند المناطق المدارية إلى حدوث عمليات تيارات الحمل الصاعدة فى هذه المناطق، ومن ثم تزداد طبقة التروبوسفير سمكاً خلال الفصول التى يشهد فيها ارتفاع الحرارة عند المناطق الإستوائية، وخلال فصل الصيف بالنسبة للمنطقة المدارية. وتعد طبقة التروبوسفير منطقة نشوء كل من السحب والعواصف والتيارات الصاعدة والأمطار والتساقط، ومن ثم فهى من أهم طبقات الغلاف الجوى بالنسبة لعمل كل من المتيورولوجى وعالم المناخ^(١).

ومن بين مميزات طبقة التروبوسفير أن درجة الحرارة تنخفض فيها إنخفاضاً تدريجياً وشبه منتظم مع الإرتفاع عن سطح الأرض وذلك بمعدل 1°C لكل ١٠٠ متر إلى أن تبلغ درجة حرارة الهواء نحو 70°C إلى 80°C من القسم الأعلى من التروبوسفير والذى يعرف باسم طبقة التروبوبوز Tropopause^(٢). وتتعرض الأطراف العليا من طبقة التروبوسفير لتيارات

(١) Blair, T. A., "Weather elements", 4th edi, Prentice-Hall, N. J. (1960) P.2-3.
(٢) Howard J., Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall N.J. 2nd edi (١966) P.11.

هوائية شديدة السرعة، أطلق العلماء عليها إسم «التيارات النفثة» Jet Streams. وتعمل الطائرات الحديثة التي تحلق عند مثل هذه الارتفاعات العالية على تجنب الطيران فى عكس إتجاه هذه التيارات النفثة^(١).



(شكل ١) الطبقات الرئيسية للغلاف الجوى

٣- طبقة الإستراتوسفير: Stratosphere

تقع هذه الطبقة فوق طبقة التروبوسفير التى سبقت الإشارة إليها من قبل، ولا يتعرض هواء الإستراتوسفير إلا لتغيرات بسيطة فى درجة حرارته ويمكن أن نشبه هواء طبقة الإستراتوسفير بالهواء الشتوى فى المناطق القطبية إلى حد كبير. وقد تبين أن طبقة الإستراتوسفير تبدو أكبر سمكاً عند المناطق القطبية فى حين قد تختفى معالمها تماماً فوق المناطق

(١) راجع الفصل السادس من هذا الكتاب.

الإستوائية. وعند الأطراف العليا لطبقة الإستراتوسفير يتجمع غاز الأوزون، ونادراً ما تتكون السحب عند هذه الارتفاعات العالية. ويطلق العلماء على النهايات العليا لطبقة الإستراتوسفير إسم «طبقة الإستراتوبوز» Stratopause. ويقدر سمك طبقة الإستراتوسفير - فيما بين الأطراف العليا لطبقتى التروبوبوز والإستراتوبوز- بنحو ١٥ ميلاً^(١).

٤-٥ طبقة الميزوسفير وطبقة الميزوبوز: Mesosphere

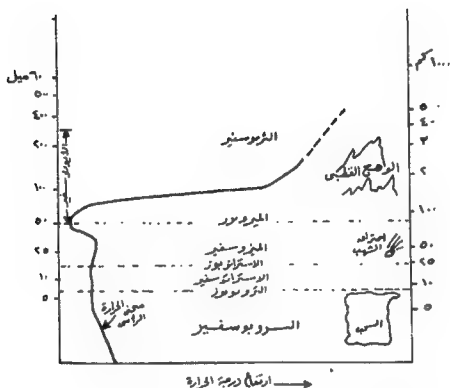
تقع هذه الطبقة الهوائية فيما وراء الأطراف العليا لطبقة الإستراتوبوز، وترتفع درجة حرارة الهواء فى القسم الأسفل منها، ثم سرعان ما تنخفض درجة الحرارة بالتدرج مع الإرتفاع إلى أعلى حتى النهايات العليا لطبقة الميزوسفير والمعروفة باسم طبقة الميزوبوز Mesopause. وتعد هذه الطبقة الأخيرة عن سطح الأرض بارتفاع يتراوح من ٤٥-٥٠ ميلاً. ويرجع الفضل إلى هذه الطبقة الهوائية فى حدوث عمليات إحتراق بقايا الشهب والنيازك الساقطة من الفضاء الخارجى والمتجهة إلى سطح الكرة الأرضية. ونتيجة لاحتراق بقايا الشهب، ترتفع درجة حرارة الهواء فى القسم الأسفل من الميزوسفير (شكل ٢).

٦- طبقة الثرموسفير: Thermosphere

أكدت الدراسات المتيورولوجية الحديثة للطبقات العليا من الغلاف الجوى بأن هواء طبقة الثرموسفير يتميز بارتفاع درجة حرارته، بل قد تصل درجة حرارة الهواء هنا إلى نحو ٢٠٠٠°ف، ثم تزداد درجة حرارة الهواء تدريجياً مع الإرتفاع داخل نطاق هذه الطبقة الهوائية التى يصعب كثيراً تحديد أطرافها العليا. ومن ثم يختلف التغير الرأسى فى درجة حرارة الهواء هنا عنه فى طبقة التروبوبوسفير القريبة من سطح الأرض. ويستعين الباحثون بأجهزة خاصة تحملها الطائرات والصواريخ والأقمار الصناعية وبالونات الراديو سوند Radio Sonde لقياس درجة حرارة هواء الطبقات

(١) Hare, F. Kenneth, "The Stratosphere", Geog. Rev. vol. 52, Part4 (1962) P.525-547.

العليا من الترموسفير. وقد إستطاعت هذه الوسائل الحديثة الكشف عن خبايا هذه الطبقة الهوائية^(١). ويرجع العلماء أن من بين أسباب إرتفاع درجة حرارة هواء الترموسفير هو تصادم جزيئات بقايا الشهب والنيازك والأجسام الكونية الساقطة من الفضاء الخارجى وإحتراقها وإنصهارها فى هذه الطبقة الهوائية.



(شكل ٢) سمك الطبقات الرئيسية للغلاف الجوى وبعض ظواهرها الجوية

وعلى الرغم من أن سمك طبقة الترموسفير قد يزيد عن ٣٠٠ ميل إلا أنها تتركب من غازات خفيفة الوزن جداً، كما سبقت الإشارة من قبل،

a -- Robert, J., "Artificial Satellites and the earth's atmosphere", Scient. Am., (١) vol. 201 Part2 (1959) P.37-43.

b -- Herbert Riehl, "An Introduction to the atmosphere", Mc Graw-Hill, N.Y., (1972) P.16

خاصة غاز النيتون والهليوم. وعلى ذلك تتميز طبقة الترموسفير بشدة تخلخل الضغط الهوائى فيها إلى حد يكاد يقترب من الفراغ، وأن هواء هذه الطبقة يكاد يكون معظمه فى حالة تأين، أى أن ذرات الهواء تتحلل إلى مركباتها الكهربائية (البروتونات والنيوترونات والإلكترونات). وتنعكس الموجات اللاسلكية الكهرومغناطيسية وترتد نحو سطح الأرض إذا ما اصطدمت هذه الموجات فى الطبقات الهوائية من الترموسفير والتي يزداد فيها تركيز الإلكترونات^(١).

ويطلق على القسم الأسفل من طبقة الترموسفير إسم طبقة الأيونوسفير Ionosphere أو طبقة الأثير، ويقدر العلماء سمك هذه الطبقة الأخيرة بنحو ٢٠٠ ميلاً وتبعد أطرافها السفلى عن سطح الأرض بنحو ٥٠ ميلاً، فى حين تبتعد أطرافها العليا عن سطح الأرض بنحو ٢٥٠ ميلاً^(٢). وإستطاع العلماء تحديد أبعاد هذه الطبقة الهوائية بفضل تركيز الجزيئات الأيونية فيها Ionized Particles، وأثرها على انعكاس الموجات، اللاسلكية الكهرومغناطيسية.

وينتج عن الإلكترونات التى تصاحب سقوط الأشعة الشمسية فى طبقة الأيونوسفير، حدوث ما يعرف باسم الفجر أو الوهج القطبى Aurora borealis فى النصف الشمالى من الكرة الأرضية، وباسم الفجر أو الوهج القطبى الجنوبى أو الأسترالى Aurora Australis فى النصف الجنوبى من الكرة الأرضية. (راجع شكل ٢). ويُعزى سبب هذه الأضواء إلى حدوث اضطرابات كهربائية فى طبقة الأيونوسفير ينتج عنها تكوين تيارات ضوئية تشع على شكل مروحى فوق منطقتى القطبين المغنطيسيين الجنوبى والشمالى ويمكن رصدها من مسافات بعيدة^(٣). وتتأثر هذه

(١) - د. فهمى هلالى أبو العطا والطقس والمناخ الإسكندرية - ١٩٧٠ - ص ٨٨.

ب- د. محمد جمال الدين الفندى والطبيعة الجوية، القاهرة ١٩٦٢.

(٢) Howard, J., Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, New Jersey, (٢) 2nd edi (1966) P.12-13.

(٣) د. احمد رياض تركى وآخرون والعجم العلمى المصور، دار المعارف (١٩٦٣) ص ٢٤.

العمليات بالحقول المغناطيسية للكرة الأرضية. ويزداد حدوث الوهج القطبى فى طبقة الأيونوسفير خلال فترات زيادة نشاط البقع الشمسية Sun spot activity. ولكن تنبغى الإشارة هنا إلى حدوث الوهج القطبى فى طبقة الأيونوسفير ليس له أى تأثير على الظروف (المتيورولوجية) فى طبقة التروبوسفير التى تشكل طقس سطح الأرض^(١). وقد تتعرض فى بعض الأحيان أجزاء من هواء طبقة الأيونوسفير لفعل بعض غازات الإشتعال الذاتى ويؤدى ذلك إلى إحتراقها ويتكون ما يسمى باسم اللمعان أو الوهج الهوائى Air glow. ولا ترتبط هذه الظاهرة الأخيرة بنشاط البقع الشمسية، ولا بالحقول المغناطيسية للكرة الأرضية. وينبغى أن نشير هنا بأن كل دراستنا عن عناصر المناخ والتى سيأتى ذكرها فى هذا الكتاب إنما ترتبط بالتغيرات التى تحدث أساساً فى الطبقة السفلى فقط من الغلاف الجوى والمعروفة باسم التروبوسفير. ولكن ينبغى على الدارس أن يدرك الخصائص العامة لكل طبقات الغلاف الجوى لما قد يكون لها من بعض الأثر فى تفسير حركة الهواء فى الطبقات العليا من التروبوسفير.

تلوث الغلاف الجوى:

يختلف التركيب الكيميائى للغلاف الجوى للأرض عنه فى بقية كواكب المجموعة الشمسية. وقد أسهم هذا الغلاف بتركيبه المعيز فى تكوين الغلاف المائى وفى ظهور الحياة النباتية والحيوانية وإستمرار حياة الإنسان على الأرض. ولم يدرك الإنسان مقدار خطره على تغيير مكونات غازات الغلاف الجوى وتلوثه إلا منذ ظهور النهضة الصناعية فى الدول الأوروبية وبعد ذلك فى الولايات المتحدة الأمريكية. ومنذ ذلك الحين تميزت المدن الكبرى مثل لندن ونيويورك والمدن الصناعية مثل برمنجهام ومانشستر وشيفيلد وليدز وليفرپول وجلاسجو فى بريطانيا ومدن إقليم الروهر الصناعى فى ألمانيا ومدن ديترويت وبيتسبرج وكليفلاند

(١) محمود حامد محمد «المتيورولوجية العامة» (١٩٦٦) ص ٧٦-٧٩.

وبنسلفانيا فى الولايات المتحدة الأمريكية بكثرة تعرضها للضباب الأسود القاتل ولزيادة تلوث هواء هذه المدن بالغبار والدخان وغازات ثانى أكسيد الكربون وأول أكسيد الكبريت الناتجة عن النشاط الصناعى فيها ومن بين الكوارث التى حدثت بسبب تلوث الهواء فى المدن الصناعية ما حدث فى مدن حوض نهر الميز فى بلجيكا فى عام ١٩٣٠ وفى مدينة بنسلفانيا فى عام ١٩٤٨ وفى مدينة لندن فى عام ١٩٥٢ والذى راح ضحيته أكثر من ٤٠٠٠ حالة وفاة بسبب تراكم الضباب الأسود Black Smog وإستنشاق الناس للدخان الصناعى والغازات الكبريتية المركزة فى الهواء.

ويتلوث الهواء بسبب النفايات التى تستخرج عند عمليات التصنيع وللإفراط فى النشاط البشرى عند بناء المدن وتفجير أحجار الجبال والقيام بالتعدين وحرق الأخشاب. ويمكن تقسيم هذه الملوثات إلى مجموعتين إحداها غازية والأخرى مواد صلبة. ومن بين الملوثات الغازية للهواء ما يلى:

١- أول أكسيد الكربون:

وهو غاز سام عديم اللون والرائحة وينتج عن الوقود الكربونى وعمليات الاحتراق فى الجو. ويتركز هذا الغاز فى المدن الصناعية ويتركز الشديدة الإزدحام بحركة المرور ويزداد تركزه كذلك أثناء النهار بدرجة أكبر منه أثناء الليل ويؤثر هذا الغاز على عمليات التنفس لكل الكائنات الحية على الأرض^(١).

ب- ثانى أكسيد الكبريت:

ينتج هذا الغاز أساساً نتيجة لعمليات احتراق النفط والغاز الطبيعى وذلك نظراً لاحتوائهما على نسبة من الكبريت. ويتميز غاز ثانى أكسيد الكبريت برائحته الكريهة النفاذة وهو عديم اللون وتزداد خطورته على عمليات التنفس لكل الكائنات الحية عند زيادة نسبته إلى ٣ جزء فى المليون

(١) د. عزت خيري، تلوث الهواء والماء وآثاره.

ندوة الأبعاد الاقتصادية والبيئية للتنمية ... جامعة الإمارات العربية المتحدة، مارس (١٩٩٠).

الجزء الثانى من ٢٩١-٣٣١.

وعند تحوله إلى حمض الكبريتيك لتأكسده (إلى ثالث أكسيد الكبريت) ويتفاعله مع بخار الماء ويتسبب كذلك في الأمطار الحمضية الضارة على سطح الأرض^(١).

ج- أكاسيد النتروجين:

وتتكون هذه الأكاسيد عند إتحاد النتروجين والأكسجين عند درجات الحرارة العالية خاصة عند احتراق البنزين والسولار في المركبات والسيارات والأجهزة المولدة للطاقة في محطات توليد القوى الكهربائية. ويكون أكسيد النيتريك وثاني أكسيد النيتروجين ما يعرف باسم الدخان الضو-كيميائي وخاصة عند إتحادهما بالهيدروكربونات المنطلقة من عادم المركبات. وعند إستنشاق نسبة عالية من أكاسيد النتروجين تلتهب الرئتين وقد يؤدي ذلك إلى الموت. كما تتحد أكاسيد النتروجين مع الهيموجلوبين في الدم وتعرقل من وصول الأكسجين إلى الدم.

د- الهيدروكربونات:

وهي عبارة عن مركبات عضوية تتكون من الكربون والأكسجين ومن بينها بعض مشتقات النفط مثل الميثان والبنزول والهروبان. وعند إرتفاع نسبتها في الجو تؤدي إلى تكوين الضباب الأسود Smog.

هـ- الجزيئات الصلبة الملوثة للهواء:

وهذه تتألف من مواد صلبة دقيقة الحجم جداً تبدو عالقة في الهواء ومن بينها الرمال الدقيقة الحجم والغبار والرماد البركاني والهباء الجوي Aerosol الذي يتألف من المواد الصلبة الدقيقة الحجم المختلطة بالغازات والمكونة للدخان والضباب. ومن بين مصادر هذه الجزيئات الصلبة بعض نفايات محطات توليد الطاقة الكهربائية ومحطات القوى الحرارية والنشاط البشري الناتج عن الزراعة والتعدين وتكسير الأحجار في المحاجر وخاصة

(١) د. سامح غرايبة، د. يحيى الفرعان «المدخل إلى العلوم البيئية» دار الشروق عمان (١٩٨٧) ص ٢٥٦.

صناعة الأسمنت والفخار والموزيك والبلاط.

وخلال فترة العشرين عاماً من عام ١٩٦٠ إلى عام ١٩٨٠ إرتفعت وجود هذه الملوثات التى سبقت الإشارة إليها من قبل فى الجو العالمى حيث زاد وزن أول اكسيد الكربون من ٣١ طن إلى ٣٨ طن سنوياً وثانى اكسيد الكبريت من ٢٢ طن إلى ٣٥ طن وأكسيد النتروجين من ١٢ طن إلى ٢٤ طن سنوياً.

وفى ضوء الأضرار الجسيمة التى تسببها الملوثات فى الهواء فقد وضعت معايير دولية توضح الحد الأقصى المسموح لكل من هذه الملوثات فى الجو والتي لا يجب العمل على تجاوزها حفاظاً على سلامة الغلاف الجوى والبيئة وحياة الإنسان.

وينبغى ألا تزيد نسبة أول اكسيد الكربون عن ٣٥ جزء فى المليون وثانى اكسيد الكبريت عن ١٤ جزء فى المليون وأكاسيد الحديد عن ٠,٠٥ جزء فى المليون والهيدروكربونات عن ٢,٤ جزء فى المليون والجزيئات الصلبة عن ٢٦٠ ميكروجرام/م^٣.

وقد تبين للعلماء بأن درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض على المستوى العالمى فى زيادة تدريجية مستمرة خاصة بعد عام ١٨٨٠ وقبل ذلك العام الأخير لم تكن تتعدى الزيادة العالمية فى درجة حرارة هواء الأرض أكثر من $\frac{1}{4}^{\circ}$ م فقط لكل قرن من الزمان، غير أنه فيما بعد ذلك العام ونظراً لانتشار المناطق الصناعية فى أرجاء واسعة من العالم وزيادة عدد المركبات والسيارات ترتفع درجة حرارة هواء الأرض بمعدل يصل إلى أكثر من $\frac{1}{4}^{\circ}$ م لكل ربع قرن من الزمان. ومع الإرتفاع المستمر لدرجة حرارة الهواء عالمياً يزداد حدوث الجفاف فى مناطق واسعة من العالم وخاصة تلك التى تقع فى المناطق الحدية للأقاليم المناخية فى العروض المدارية فى أفريقيا وشبه القارة الهندية والأمريكتين. وينتج عن إرتفاع درجة حرارة الهواء عن المعدل الذى كان سائداً من قبل زيادة سرعة إنصهار

جليد المناطق القطبية ومن ثم إرتفاع مستوى سطح البحر ولا يقتصر دور الملوثات الغازية والصلبة فى الغلاف الجوى على الإضرار بصحة الإنسان وإستمرار حياة الكائنات الحية على سطح الأرض بل أنها تؤدى إلى ظاهرتين خطرتين تؤثران فى مستقبل الحياة على سطح الأرض وهما سقوط الأمطار الحمضية وحبوث ثقب فى طبقة الأوزون الممتلة فى طبقة الأستراتوسفير وهى الطبقة التى تحمى الأرض وما عليها من أخطار سقوط الأشعة فوق البنفسجية ووصولها إلى سطح الأرض بكميات اكبر مما كانت عليه من قبل، ومن ثم تؤثر فى مستقبل حياة الإنسان بل وكل الكائنات الحية على سطح هذا الكوكب.

الملوثات فى الهواء وسقوط الأمطار الحمضية:

Air pollutants and Acid Rains

تؤثر الملوثات الغازية والصلبة المنتشرة فى القسم الأسفل من طبقة التروبوسفير والهواء الملامس لسطح الأرض فى إنتشار أمراض الجهاز التنفسى وسرطان الرئة وتلوثها وأمراض القلب. ويزداد هذا الأمر خطورة فى أجواء المدن الصناعية وحول مراكز محطات توليد الطاقة الكهربائية التى تستخدم الوقود الحفرى وعندما تضعف حركة الرياح ويتميز الهواء بالسكون وبالسحب المتراكمة المنخفضة وبالإنقلاب الحرارى.

وقد أكدت الدراسات المتيورولوجية بأن تركيز ثانى أكسيد الكبريت وأكاسيد النتروجين (الناجمة عن إحتراق البنزين والسولار فى السيارات ومحطات توليد القوى الكهربائية) فى جو المدن الصناعية يؤدى إلى سقوط المطر الحمضى Acid Rain حيث تتساقط هذه الملوثات الغازية مع هطول المطر وسقوط الثلج. ويتسبب المطر الحمضى فى حدوث أخطار جسيمة على حياة الإنسان ومنشأته وعلى كل ما يتمثل فى البيئة التى يعيش فيها الإنسان ويعتمد عليها فى حياته اليومية. فمن بين أخطار سقوط الأمطار الحمضية تلوث مياه البحار ومياه البحيرات وإرتفاع نسبة الحموضة فى

مياها ومن ثم تتأثر الحياة البيولوجية فيها بتلك الملوثات، فتضعف الأسماك وتتعرض للأمراض بل وأحياناً للتسمم وقد تصبح غير صالحة كغذاء للإنسان. وقد نتج عن الملوثات الغازية في هواء القسم الغربى من الإسكندرية (حيث تتركز في منطقة دير القمر مصانع الأسمدة والكيمياويات والحديد والصلب) وإنصبابها في مياه بحيرة إدكو أو سقوطها مع الأمطار إلى زيادة تلوث مياه هذه البحيرة مما أدى إلى تدنى الإنتاج السمكى فيها، وتعرضت الحياة البيولوجية فيها للخطر وأصبحت معظم الأسماك البحرية المصادة من هذا القسم من بحيرة إدكو غير صالحة للغذاء. كما تدنى الإنتاج السمكى السنوى من البحيرات الكبرى في الولايات المتحدة الأمريكية (إيرى وإنتاريو وهورن ومتشجن وسوبيريو) بسبب سقوط الأمطار الحمضية وإنصباب الملوثات الغازية والصلبة في مياه هذه البحيرات.

كما ينتج عن سقوط الأمطار الحمضية في وسط أوروبا وشمال شرق الولايات المتحدة الأمريكية في نطاقات الأقاليم الصناعية الكبرى تعرض الغابات للتدمير وتاكل أغصان الأشجار وإصفرار أوراقها وتقلص أعداد الحيوانات والطيور التى تعيش في بيئة هذه الغابات. وقد أكدت الدراسات بأن ذبول الغابات في حوض الروهر الصناعى في ألمانيا وبعض غابات إقليم الأكراس واللورين وغابات واسعة من إقليم نيوانجلند يرجع إلى تكرار سقوط الأمطار الحمضية.

وتؤثر الأمطار الحمضية بصورة مباشرة في صحة الإنسان وفي إنتشار أمراض خاصة من بينها أمراض الجهاز التنفسى والقلب والعيون وأحياناً تزايد عدد الوفيات عن معدلاتها الطبيعية. وتسهم الأمطار الحمضية كذلك في سرعة فعل التجوية الكيميائية في الصخور الجيرية والمواد المعدنية وفي سرعة تاكل مواد البناء وتعرض أسطح المباني والمنشآت العمرانية للتجوية الكيميائية. وتسعى الدول الصناعية اليوم إلى تقليل نسبة تلوث الجو بالغازات الكبريتية عن طريق تخفيض إنطلاق الكبريت

من الفحم، وبتطوير الآلات والأجهزة الصناعية المختلفة للعمل على التخلص من المواد الكبريتية وتصفياتها قبل إنطلاقها فى الجو. وقد أوصى العلماء بضرورة تزويد مصانع الكيماويات والأسمنت ومحطات توليد الطاقة الكهربائية بالداخن العالية (يصل إرتفاعها إلى ٢٠٠م) وذلك للحد من تركيز الملوثات الغازية فى الجو ولتقليل الأخطار الضارة الناتجة عن سقوط الأمطار الحمضية.

ثقب الأوزون: The Ozone Hole

تؤثر الملوثات الغازية والصلبة فى تلوث كل من الهواء والماء والتربة وينعكس ذلك تدهور صحة الإنسان، كما أن بعض هذه الملوثات الجوية Air pollutants تهدد إستمرار الحياة على سطح الأرض. وينجم عن بعض هذه الملوثات تآكل طبقة الأوزون الأستراتوسفيرى Stratospheric Ozone layer وهو الدرع الذى يحمى الكائنات الحية بما فيها الإنسان على سطح الأرض من التعرض لأخطار الأشعة الشمسية فوق البنفسجية. ويتمثل غاز الأوزون O_3 على هيئة تجمعات غازية رقيقة خفيفة الوزن جداً. وفى طبقة الإستراتوسفير يتمثل نوعان من الأشعة فوق البنفسجية تمتص نواتج التفاعلات الكيميائية حيث تعمل إحداها على تعزيز وجود الأوزون وتنشيط تجمعه فى حين تعمل الأخرى على تحلله وتدميره. وتسبب الأشعة البنفسجية التى تصل إلى سطح الأرض إصابة الإنسان وبعض الكائنات الحية الأخرى بسقعة الشمس Sunburn وسرطان الجلد ويرمز إلى هذه الأشعة بالرمز UVB ويتراوح طول موجاتها من ٠,٢٨ إلى ٠,٣٢ ميكرومتر. وتعد العلاقة الإرتباطية بين الأشعة الحيوية فوق البنفسجية UVB مع طبقة غاز الأوزون علاقة عكسية فى غاية الحساسية. فقد تبين للعلماء بأنه عند نقص أو تدنى تجمعات الأوزون بنحو ١٪ من وزنه يؤدي ذلك فى نفس الوقت إلى زيادة الأشعة فوق البنفسجية الحيوية UVB التى تخترق الدرع الأوزونى The Ozone Shield بنسبة ٢٪ من شدتها، وعند وصول هذه الأشعة فوق البنفسجية إلى سطح الأرض

يصاحبها عادة حدوث الغيوم والتغير Dustiness. وأكدت الدراسات بأنه عند تناقص درج الأوزون بنسبة ٢,٥ ٪ من وزنه يؤدي ذلك إلى زيادة الإصابة بسرطان الجلد بنسبة ١٠ ٪ عن المعدل العام لحدوثه. وفي ربيع ١٩٩٠ أكدت إحدى محطات الأرصاد الجوية الواقعة في مرتفعات الألب السويسرية بأن موجات الأشعة البنفسجية الحيوية UVB قد زادت في القسم الأسفل من طبقة التروبوسفير بنسبة ١ ٪ عما كانت عليه في عام ١٩٨١.

وقد تبين للعلماء بأن مركبات الكلوروفلوروكربون Chlorofluoro carbon تعد أخطر التهديدات المباشرة لتجمعات غاز الأوزون في طبقة الإستراتوسفير. ومن المعروف أن الإنسان يستخدم هذه المركبات في صناعة غازات التبريد وفي صناعة البرادات وأجهزة التكييف الهوائي وأجهزة تنظيف الآلات الإلكترونية وكذلك في صناعة حفظ المواد الغذائية وتعليبها. كما تستخدم مركبات الكلوروفلوروكربون في صناعة الأبخرة المضغوطة وزجاجات العطور ورش الأيروسول Aerosol Spray ومواد إزالة رائحة العرق Deodrants ورش الشعر وتثبيتته Hair Spray.

ومنذ عام ١٩٧٤ حذر العلماء من الأضرار الناتجة عن الإفراط في استخدام منتجات هذه الصناعات التي سبقت إليها الإشارة من قبل لما تسببه من أخطار بالغة تؤثر بشدة في تاكل طبقة الأوزون. وبعض مكونات الكلوروفلوروكربون عبارة عن غازات خاملة Inert وذلك عند وجودها بالقرب من سطح الأرض في القسم الأسفل من التروبوسفير غير أنه عند صعود هذه الغازات إلى أعلى (تبعاً لخفة وزنها عند تسخينها) فإنها تتجمع في طبقة الإستراتوسفير عند إرتفاع يصل إلى نحو ٢٥ كم فوق سطح الأرض ونتيجة لتركز نشاط الأشعة فوق البنفسجية عند هذا الإرتفاع فإنها تعمل على تكسير مركبات الكلوروفلوروكربون فيتححر وينطلق منها الكلورين Chlorine الذي يتفاعل مباشرة مع الأوزون ويؤدي إلى تدميره. وقد تبين أن ذرة واحدة من الكلورين لديها القدرة على تدمير

مئات الآلاف من جزيئات الأوزون^(١).

ومنذ عام ١٩٨٥ أظهرت قراءات الأجهزة فى المحطات المتيورولوجية البريطانية تدنى حجم الأوزون الإستراتوسفيرى وتكوين ثقب هائل الحجم فوق المناطق القطبية الجنوبية The Antarctic's Ozone Hole. وقد إعتقد العلماء فى البداية بأن ذلك الأمر قد يكون مرجعه أخطاء فى عمليات التسجيل المتيورولوجى. غير أنه تبين لهم بعد ذلك إستمرار زيادة إتساع ثقب الأوزون القطبى الجنوبى حتى صار يحتل مساحة تناهز مساحة قارة أوربا. كما أوضحت أجهزة الرصد المطورة المثبتة فى الأقمار الصناعية المناخية (المتيوسات Meteorosats) وخاصة تلك بالقمر الصناعى نيمبوس (Nimbus-7) التابع لوكالة الفضاء الأمريكية ناسا (NASA) بأن ثقب الأوزون فوق القطب الجنوبى قد إزداد حجمه فى الثمانينات بنسبة ٥٠٪ مما كان عليه فى السبعينيات من هذا القرن.

كما رصدت الأجهزة المتيورولوجية المركبة فى الأقمار الصناعية المناخية زيادة تجمع أول اكسيد الكلورين (ClO) فى طبقة الإستراتوسفير الذى تسبب التدمير المباشر للأوزون.

وقد إقترح بعض العلماء سبباً آخر لحدوث ثقب الأوزن، حيث تبين لهم فى نهاية عام ١٩٨٨ أن طبقة الأوزن تناقصت بنسبة ١٥٪ من حجمها عما كانت عليه من قبل. وشاهد هؤلاء العلماء فى نفس الوقت حدوث تيارات علوية غربية الإتجاه تدور بسرعة فى حركة دوامية حول القطب الجنوبى فى طبقة الإستراتوسفير، وتعرف باسم التيارات العلوية الحوقطبية (أى التى تدور حول القطب - الدردورية - الدوامية) (Circumpolar Vortex). وتحيط هذه الرياح بكل جوانب ثقب الأوزون وتدور حوله بصورة مستمرة فى شكل حركة دوامية دردمية. وقد تبين

a- Petterssen, S., "Introduction to meteorology", 3rd edi, Mc Graw-Hill N.Y., (١٩٦٩) P43

b- Moran, J. and Morgan, M. "Meteorology", 3rd edi, Mac Millan N.Y., (1991) P459-462.

بأنه عند زيادة سرعة حركة التيارات الهوائية فإن الهواء المعتدل في العروض السفلى ينحبس عن الهواء القطبي الإستراتوسفيرى ومن ثم تنخفض درجة حرارته. وعندما تنخفض فيه السحب الثلجية وتصبح البلورات الثلجية عاملاً حافزاً للتفاعلات الكيميائية المسببة في تدمير الأوزون. أما عندما تضعف حركة التيارات الهوائية العلوية القطبية الدوامية فإن الهواء المعتدل الحرارة ينساب إلى أعلى في هواء الإستراتوسفير فى المناطق القطبية ويتدنى حجم الثلج المتجمد فى الهواء ومن ثم يقل نضوب أو إستنزاف الأوزون.

وقد عنيت الدول المتقدمة بقياس حجم طبقة الأوزون الأستراتوسفيرى والتسجيل اليومى لما يحدث فيها من تغيرات عن طريق كل من أجهزة الرصد الأرضية والأجهزة المتيورولوجية المثبتة فى الأتمار الصناعية المناخية. ونظراً لخطورة هذا الأمر قررت بعض الدول (وخاصة الولايات المتحدة الأمريكية وكندا والسويد والنرويج) تحديد كميات الإنتاج السنوى من مكونات الكلوروفلوروكربون. غير أن بعض الدول الصناعية الأخرى لم تلتزم بهذه السياسة ولا تزال تنتج مثل هذه الغازات الضارة والتي يقدر حجم إنتاجها السنوى منها نحو $\frac{2}{3}$ من إجمالى إنتاج العالم.

وقد وجدت بعض الدول الصناعية مثل الصين الشعبية وروسيا صعوبات كثيرة عند قيامها بتطوير مصانعها للتقليل من إنتاج مركبات الكلوروفلوروكربون وأعلنت روسيا أن هذا الأمر يحتاج لعدة سنوات متتالية حتى يمكن لها أن تعلن إلزامها رسمياً بما فرضه الحظر الدولى فى بروتوكول مونتريال فى عام ١٩٨٧^(١) لتحديد الإنتاج السنوى من الكلوروفلوروكربون. وإقترحت روسيا علاج ثقب الأوزون الحالى بطريقة

(١) فى سبتمبر ١٩٨٧ إجتمعت ٢٢ دولة تحت مظلة الأمم المتحدة فى مونتريال - كندا - وتمهدت بتخفيض إنتاج مكونات الكلوروفلوروكربون إلى ما يعادل نصف إنتاجه السنوى العالمى وذلك بمجرى عام ١٩٩٨. وقد وافقت ٥٢ دولة من دول العالم تنتج مجتمعة نحو ٩٠٪ من الإنتاج العالمى السنوى لهذه المكونات على الإلتزام بما قرره هذه الاتفاقية الدولية التى عرفت باسم بروتوكول مونتريال Montreal Protocol.

أخرى تتمثل في استخدام ٥٠ قمراً صناعياً بحيث يقوم كل منها بتوجيه أشعة الليزر إلى الغلاف الجوي لتنشيط الأوزون وإنتاج ما يصل وزنه إلى ٢٠ مليون طن من الأوزون كل عام، وهي كمية تفوق حجم الأوزون المتناكل سنوياً من طبقة الأستراتوسفير. ويتكلف هذا المشروع المقترح أكثر من ١٠٠ مليار دولار ويستغرق تنفيذه أكثر من عشر سنوات متصلة.

الباب الثانى

عناصر المناخ

الفصل الرابع: الإشعاع الشمسى وحرارة الهواء.

الفصل الخامس: الضغط الجوى.

الفصل السادس: الرياح (طرق رصدها الجوى والعوامل التى تؤثر فى إتجاهها وسرعتها، ودورها العامة)

الفصل السابع: أنواع الرياح فوق سطح الأرض (الرياح الدائمة والرياح الموسمية^١ والرياح المحلية).

الفصل الثامن: الكتل الهوائية.

الفصل التاسع: الانخفاضات الجوية والإرتفاعات الجوية والزواجع المدارية.

الفصل العاشر: الرطوبة والتبخر والنتع والتكاثف

الفصل الحادى عشر: بعض مظاهر التكاثف فى الغلاف الجوى

الفصل الرابع الإشعاع الشمسى وحرارة الهواء

الشمس المصدر الرئيسى لحرارة الغلاف الجوى:

تعد الشمس نجماً وسطاً بين نجوم الكون، فهي متوسطة الحجم ذلك لأنها ليست من النجوم العملاقة كما أنها ليست فى نفس الوقت من النجوم القزمة الحجم كذلك. وهى متوسطة أيضاً من حيث مقدار ضوئها وحرارتها وتعرف فلكياً بالنجم فوق القزمى G-2. ويبلغ قطر الشمس 1,392,000 كم (قطر الأرض 12756 كم). أى نحو 109 مثل لقطر الأرض. وتبعد الشمس عن الأرض بنحو 150 مليون كم وهى تعادل 8,0 دقيقة ضوئية فقط. فى حين أن أقرب نجم إلى الشمس يبعد عنها بنحو أربع سنوات ضوئية. ويصعب على الإنسان النظر إلى الشمس بالعين المجردة لفترة طويلة فهى تكاد تخطف الأبصار، وينظر علماء الفلك إليها عند دراستها باستخدام آلات خاصة ومناظير فلكية مطورة.

والشمس هى المصدر الرئيسى لحرارة الغلاف الجوى، ويمكن إغفال أثر كل من مصادر الحرارة الأخرى مثل تلك الآتية من باطن الأرض (مع إنبثاق البراكين والنافورات الحارة) والحرارة الآتية من الفضاء الخارجى (احتراق بقايا الشهب والنيازك عند أعالي الغلاف الجوى) حيث إن أثرها فى تسخين هواء الغلاف الجوى يعد محدوداً جداً، ويطلق على الأشعة الشمسية الصادرة من الشمس والمتجهة نحو الأرض اسم «الإشعاع الشمسى» Solar Insolation، وعندما تصل هذه الأشعة إلى سطح الأرض ترتد مرة ثانية إلى الطبقات السفلى من الغلاف الجوى ويطلق عليها فى هذه الحالة اسم «الإشعاع الأرضى» Terrestrial Radiation. وتعمل هذه الأشعة الأخيرة على تسخين هواء الغلاف الجوى -بمساعدة ما يتمثل فيه من الغازات الثقيلة مثل ثانى أكسيد الكربون وبخار الماء والأتربة- من أسفل إلى أعلى^(١). ويبلغ قطر الشمس نحو 860 ألف ميل وتقدر كتلتها

a-- Blair, T. A., "Weather elements", Prentice-Hall, N.J. (1959), P.82. (١)
b-- Barry R.G. and Chorley, R.J., "Atmosphere, weather and climate", Methuen, London (1969) P.26-29.

بنحو ٣٣٣,٠٠٠ مثلاً لكتلة الأرض وهي شديدة الحرارة جداً بحيث تضىء نفسها بنفسها ولا تستمد أى ضوء من كوكب آخر. وتبلغ درجة حرارة سطح الشمس نحو ٧,٠٠٠ درجة مطلقاً وتزيد درجة حرارتها تدريجياً نحو مركزها بحيث تقدر درجة حرارته بأكثر من ٢٠ مليون درجة مطلقاً. وتتألف الشمس من عنصرين أساسيين هما: الأيدروجين الذى يكون نحو ٨١,٧٦ ٪ والهيليوم الذى يكون نحو ١٨,١٧ ٪ من كتلة الشمس، أما بقية الغازات الأخرى فلا تمثل أكثر من ٠,٠٧ ٪ من كتلة الشمس^(١).

ويرجح العلماء بأن قوة الإشعاع الشمسى تتولد نتيجة للتفاعلات النووية فى باطن الشمس بفعل إشتقاق ذرات الهليوم من ذرات الأيدروجين^(٢). وحيث إن كل إشعاع للطاقة لابد وأن يصحبه تناقص فى كتلة الجسم المشع، فمن السهل إذن حساب ما ينقص من الكتلة فى مقابل إشعاع معلوم من الطاقة. وعلى ذلك رجح الفلكيون بأن كتلة الشمس فى تناقص تدريجى مستمر يقدر بنحو أربعة ملايين طن من غازات الأيدروجين فى الدقيقة الواحدة وقد يهولنا هذا التقدير بحسب معاييرنا الأرضية، ولكن تبين أن جسم الشمس لم يتأثر كثيراً بهذا الإنكماش الذى قدرت نسبته إلى جملة كتلة الشمس بنحو ١ : ١٠,٠٠٠ وذلك منذ الفترة التى تكون خلالها كوكب الأرض حتى الوقت الحاضر. وإن شمسنا الحالية يمكن أن تحتفظ بصورتها الحالية دون تغيير ملحوظ لمدة طويلة من الزمن تقدر بنحو ٣٠ مليون سنة.

وتظهر الطاقة الشمسية على هيئة إلكترون موجب (يعرف باسم بوزترون) ويتكون أثناء التفاعلات النووية التى تجرى داخل جسم الشمس ولولا هذه العمليات الأخيرة وتكوين الطاقة المستمدة من تحويل الأيدروجين إلى هليوم لكانت الشمس اليوم عبارة عن جسم خامد منذ

(١) د. حسن أبو العينين - كوكب الأرض - الطبعة الحادية عشرة - الاسكندرية - ١٩٩٦ م ص ٢-٣.
(٢) نتيجة لهذه التفاعلات قد تظهر البقع الشمسية Sun Spots فى جسم الشمس. وقد تبين من دراسات منحنى البقع الشمسية لمدة ١٠٠ سنة أنه يكاد يتوازى مع منحنى النشاط المغنطيسى للكرة الأرضية فى نفس هذه المدة

عدة آلاف من ملايين السنين^(١).

ويمكن تقدير درجة حرارة الشمس بحساب الطاقة الإشعاعية التي تصل إلى وحدة المساحات من سطح الأرض خلال الدقيقة الواحدة ويمكن قياسها عملياً^(٢). فإذا اعتبرنا أن الشمس جسم أسود نصف قطره نق فإن الطاقة الإشعاعية التي تنبعث من الشمس في الثانية الواحدة تساوي

$$= \sigma \times r^2 \times \pi \times \text{نق}^2$$

وإذا ما اعتبرنا أن المسافة بين الشمس والأرض تساوى فـ، فإن هذه الطاقة الإشعاعية التي تصل إلى ١ سم^٢ من سطح الأرض في الثانية الواحدة تساوى

$$= \text{ش} \times \frac{\sigma \times r^2 \times \pi \times \text{نق}^2}{\text{ف}^2} = \text{ش} \times \frac{\sigma \times r^2 \times \pi \times \text{نق}^2}{\text{ف}^2}$$

علماء بأن: ش = معامل انبعاث الإشعاع للسطح

و = درجة الحرارة المطلقة.

$$\sigma = \text{ثابت ويساوى } 1,37 \times 10^{12} \text{ سعر/سم}^2 \text{ /درجة}^4$$

وتسمى هذه الكمية بالغابت الشمسي ويمكن قياسه بتجميع الأشعة الشمس داخل غلاف أسود من خلال ثقب فيه، ثم قياس كمية الحرارة المكتسبة بوضع هذا الغلاف في مسعر معلوم له المكافئ المائي. وقد تبين أن متوسط قيمة الثابت الشمسي تساوى ١,٩٣٧ سعر/سم^٢/دقيقة.

(١) a-- Kendrew, W. G., "Climatology" 3rd edi Oxford Univ. Press (1979) P.12.

b-- Conrad, V., "Fundamentals of physical climatology", Harvard Univ. Milcton, Mass. (1942) P.4.

(٢) د. محمود عبد الوهاب، د. الوهيدى فراج الوهيدى، مبادئ البصريات الطبيعية والصوتيات والحرارة، كلية العلوم - جامعة الإسكندرية - منكرة جامعية (١٩٧٩) ص ٦٠.

وفى حالة إعتبار معامل إنبعاث الإشعاع للسطح ش - ١ فإن

$$\text{نق} = 6,97 \times 10^8 \text{ كم}$$

$$\text{ف} = 1,49 \times 10^8 \text{ كم}$$

$$\frac{2(6,97 \times 10^8)}{2(1,49 \times 10^8)} \text{ ر} = \frac{1,937}{6,0} \times 10^{12}$$

ومنها نحصل على أن ر أى درجة الحرارة المطلقة للشمس التى تساوى

$$= 5730^\circ \text{ مطلقة تقريباً}$$

وقد ميز العلماء ثلاثة أنواع مختلفة من الإشعاع الشمسى تتمثل فيما يلى:

١- الأشعة الحرارية: Thermal rays

وتعرف كذلك باسم الأشعة تحت الحمراء Intra red rays وهى أشعة غير مرئية للمطيف الكهرومغناطيسى وتنتمى لمجموعة الأشعة ذات الموجات الطويلة Longer Waves حيث يتراوح طول موجاتها من ٠,٧٥-٤,٠ ميكرون^(١)

وتقدر نسبتها بنحو ٤٦ ٪ من جملة الإشعاع الشمسى

ب- الأشعة الضوئية: Sun Light rays

وهى أشعة مرئية وتقدر نسبتها بنحو ٤٥ ٪ من جملة الإشعاع الشمسى ويتراوح طول موجاتها من ٠,٤٠ إلى ٠,٧٤ ميكرون^(٢).

(١) الميكرون وحدة قياس موجات الضوء - 10^{-6} من المليمتر

(٢) د. عبد العزيز طريح شرف «الجغرافيا المناخية والنباتية» الجزء الأول - الإسكندرية - الطبعة الثالثة (١٩٦١) ص ٣٦-٣٧.

ب- د. فهمى هلالى أبو العطا «الطقس والمناخ» - الإسكندرية - (١٩٧٠) ص ٩٢-٩٣.

ج- محمود حامد محمد «المتيورولوجية القاهرة» (١٩٤٦) ص ٨٩، و ١٠١.

جـ - الأشعة البنفسجية وفوق البنفسجية: Violet and Ultra-violet rays

وتعرف أحياناً باسم الأشعة الحيوية، ولا تزيد نسبتها عن ٩٪ من جملة الإشعاع الشمسى، ويتراوح طول موجاتها من ١٧، إلى ٤٠ ميكرون^(١).

مورفولوجية الشمس وخصائصها العامة:

أظهرت نتائج الدراسات الفلكية الحديثة باستخدام المراقب الفلكية المطورة ومراقب التحليل الطيفى وتسجيل المجالات الكهرومغناطيسية الضوئية بأن نجم الشمس يتألف من الآتى:

١- قرص الشمس المضىء: الفوتوسفير Photosphere

ويقصد بذلك قرص الشمس نفسه الذى يسطح فى السماء ويبلغ نصف قطره حوالى ٧٠٠.٠٠٠ كم. وعند فحص قرص الشمس بالمراقب الفلكية تبين أنه سطح خشن وكأنه يتكون من بلايين من الحبيبات الدقيقة الحجم التى تشبه من بعد حبات الأرز المجاورة لبعضها البعض. وتتميز هذه الحبيبات شكل سطح قرص الشمس بالتبرغل أو بالتحبب Granulation، وذلك لأن بعض أقسام الغاز فى قرص الشمس أشد حرارة من أقسام أخرى ويقدر عدد الحبيبات البارزة فى سطح قرص الشمس بأكثر من ٤ بليون حبيبة وتمثل كل منها سحابة غازية ساخنة ويتراوح حجم كل منها من ٣٠٠ إلى ١٤٥٠ كم^٢ وأمكن تصويرها بالآلات خاصة من سطح الأرض.

٢- الغلاف الغازى الشمسى: Chromosphere

وهو عبارة عن الطبقة الشفافة نسبياً التى تمتد من الحواف الخارجية لقرص الشمس المضىء حتى الحواف الداخلية لما يعرف باسم الإكليل الشمسى Corona وذلك لمسافة تتراوح من ٧٠٠٠ إلى ١٤,٠٠٠ كم. وترتفع درجة الحرارة فى الغلاف الغازى الشمسى من أسفل

Howard, J., Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, New Jersey, (١) 2ed edi (1966) P.14.

إلى أعلى (أى من هوامش قرص الشمس المضيء إلى أعلى فى الفضاء)
حيث تتراوح من ٤٥٠٠ درجة مطلقة °K إلى ١ مليون درجة مطلقة °K .

ويتميز الغلاف الغازى الشمسى بشدة نشاطه وتنبعث منه عند حدوث كسوف الشمس توهجات الطيف «أو طيف الوميض» Flash Spectrum. وينبثق من الغازات الساخنة فى القسم الأسفل منه نافورات غازية هائلة الحجم تعرف باسم التيارات البراقة Spicules ويبلغ قطر الواحدة منها نحو ٥٠٠ كم، وتندفع نيرانها إلى أعلى بسرعة تتراوح من ٢٠ إلى ٣٠ كم/ث، ولا يزيد طول فترة إندفاع الواحدة منها عن بضعة دقائق وتصل درجة حرارة العمود الغازى إلى ١٠,٠٠٠ درجة مطلقة °K فى جوفه وإلى نحو ٥٠,٠٠٠ درجة مطلقة °K عند سطحه.

٣- الإكليل الشمسى: Corona

يمتد نطاق الإكليل الشمسى فوق طبقة الغلاف الغازى الشمسى الداخلى أو القرمزى، ويحيط هذا النطاق بالشمس كأنه إكليل لها وذلك لمسافات هائلة يصعب تحديدها، وإن كان يتضمن كل نطاق كواكب المجموعة الشمسية والتي تسقط الشمس عليها إشعتها الحرارية والضوئية. ويتألف الإكليل الشمسى من غازات نقية شديدة التوهج ومرتفعة الحرارة وتقدر درجة توهجها بنحو ١ : ١ مليون من مقدار توهج قرص الشمس المضيء نفسه. وتقل درجة اللمعان والتوهج كلما بعدنا عن قرص الشمس. وتبلغ درجة الحرارة الحركية لغازات الإكليل الشمسى نحو ٢ مليون درجة مطلقة °K وتتبخر الغازات فى هذا النطاق بسرعة شديدة وينتج عن ذلك إندفاع الجزيئات الغازية المشحونة كهربائياً إلى أعلى ويطلق عليها تعبير الرياح الشمسية Solar winds. وقد يمتد نطاقها إلى قرب موقع كوكب الأرض. وتبلغ كثافة الغازات فى الإكليل الشمسى العالى التاين نحو ١٠×١٠^{-١٠} ذرة/سم^٣، وتتراوح درجة حرارته الحركية من ١,٥ : ٢,٥ مليون درجة مطلقة. ويستمد الإكليل الشمسى حرارته من إندفاع الحبيبات الشمسية عند قرص الشمس المضيء ومن إندفاع نافورات التيارات البراقة فى الغلاف الغازى الشمسى القرمزى (لوحه ١ -ب)



(لوحة ١ ب)

ويفسر العلماء ارتفاع درجة الحرارة الحركية في الإكليل الشمسي إلى خصائص التموجات الصوتية وإلى المجالات المغناطيسية فيه. ويتأثر كل هواء وغازات الإكليل الشمسي بالمجالات المغناطيسية لقرص الشمس المضىء كذلك والتي أظهرها وأشدها قوة تلك التي تتمثل في البقع الشمسية. وعلى ذلك تنساب الطاقة من باطن قرص الشمس عن طريق الإشعاع وفي الثلث العلوي منه عن طريق الحمل وذلك نتيجة لتقلب الغازات الشمسية وغليانها، أما عند سطح قرص الشمس فتتناسب الطاقة مرة أخرى عن طريق الإشعاع^(١) وعلى ذلك تتدفق الطاقة من الشمس بصورة مستمرة عبر ملايين السنين. وقد تعرض للتوقف أو الغناء وذلك لتعرض ذرات الغازات فيها للإثارة وينبثق منها طاقة على شكل موجات إشعاعية حرارية وضوئية وفوق الضوئية وأشعة إكس (X) وأشعة جاما. وفي باطن قرص الشمس تكون الذرات كلها مترابطة ترابصاً شديداً بفعل انضغاط ملايين الذرات ووقوع بعضها فوق البعض الآخر وعندما تنقسم نواة الذرة إلى قسمين يتحولان بدورهما إلى نواتين لذرتين بسيطتين، بينما يتحول قسم صغير من النواة إلى كمية هائلة من الضوء والحرارة أو إلى أي نوع آخر من الطاقة^(٢).

(١) - د. حسن أبو المهيمن «الإعجاز العلمي في القرآن والجهان الفلكية - مع آيات الله في السماء» مطبعة المبيكان السمونية (١٩٩٦) الجزء الأول

«الإعجاز العلمي في القرآن والجهان الفلكية» مع آيات الله في الأرض - مطبعة المبيكان السمونية (١٩٩٦) الجزء الثاني.

b--Collier's Encyclopedia N.Y. (1991) Part7. (2) a. Dixon, R.T., "Dynamic Astronomy", 5th edi (1989).

b--Colin Ronan, "The Universe", Oxford, (1980).

الميزانية الحرارية: The heat budget

يخترق الإشعاع الشمسي كما سبقت الإشارة من قبل- الغلاف الجوى متجهاً صوب سطح الأرض، وهنا يرتد مرة أخرى إلى الغلاف الجوى على شكل إشعاع أرضي. وعن طريق هذه الإشعة الأخيرة، وتيارات الحمل الحرارية المساعدة Convection وعمليات التوصيل الحراري Conduction - بمساعدة ما يتمثل في الغلاف الجوى من مواد تساعد على امتصاص الحرارة وتوصيلها وإنتشارها- تتنوع الحرارة في الهواء وتنتقل أفقياً ورأسياً من مكان إلى آخر في كل نطاق الغلاف الجوى، وذلك مع حركات إنتقال الهواء. هذا إلى جانب أثر عمليات التبخر Evaporation والتكاثف Condensation في إختلاف درجة حرارة الهواء من مكان إلى آخر.

ويعمل الإشعاع الشمسي Insolation الساقط على سطح الأرض على إنتقال الطاقة الحرارية عن طريق الموجات الكهرومغناطيسية من الشمس إلى سطح الأرض ولكن لا يصل كل الإشعاع الشمسي المنبعث من الشمس إلى الأرض بنفس قوته الأصلية، بل يتبين أن ٢٣ / من الإشعاع الشمسي تنعكس بواسطة السحب وتنتشر إلى أعلى في الفضاء الخارجى عن طريق الجزيئات الدقيقة المعلقة في الهواء، وبحو ٢ / من هذه الأشعة الشمسية تنعكس مرة ثانية إلى الفضاء عند سقوطها على سطح الأرض. وهذا تصل جملة هذه الأشعة المنعكسة Total reflectivity إلى الفضاء الخارجى عن طريق السحب وسطح الأرض معاً نحو ٣٤ / من جملة الأشعة الشمسية. ويطلق العلماء على جملة هذه الأشعة الأخيرة تعبير الألبيدو أى نورانية الأرض^(١) Earth Albedo.

وتختلف قدرة الأسطح المختلفة على مدى إنعكاسها للأشعة الشمسية الساقطة عليها من سطح إلى آخر. فتبلغ قدرة السحب على إنعكاسها للأشعة الساقطة عليها نحو عشرة أمثال قدرة سطح الأرض^(٢).

(١) نورانية الأرض عبارة عن نسبة الأشعة الضوئية المنعكسة من سطح الأرض بالنسبة إلى جملة الأشعة الضوئية الكلية الساقطة عليه. فيقال مثلاً أن القمر يعكس ٧ / تقريباً من ضوء الشمس الساقط عليه ومن ثم فإن نورانية القمر تبلغ نحو ٧ / في حين أن نورانية الأرض تبلغ نحو ٢٤ / وراجع:

Lock Wood, J. G., "World Climatology. " Edward Arnold, (1974) P.8.

Barry, R.G., and Chorley R. J. "Atmosphere, Weather and Climate", Methuen, London (٢) (1969) P.29-30 and P.50-51

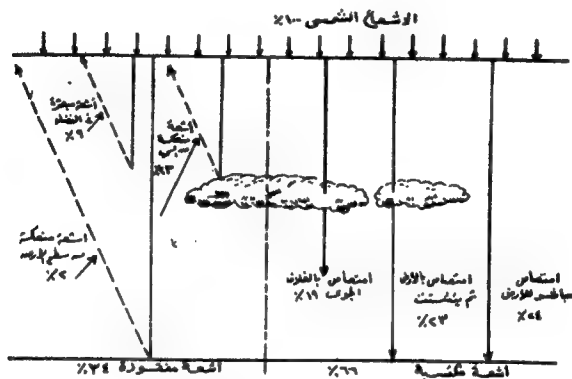
ويلاحظ أن قدرة الأرض على إنعكاسها للأشعة الشمسية تزداد عند المناطق القطبية بدرجة أكبر منها عند المناطق الإستوائية. وقد تبين أن نحو ١٩٪ من جملة الإشعاع الشمسى Insolation تمتص عن طريق المواد اللدقيقة الحجم العالقة فى الهواء وعن طريق الغازات وبخار الماء، فى حين يمتص سطح الأرض مباشرة نحو ٢٤٪ من هذه الأشعة الشمسية، وأن نحو ٢٣٪ من الإشعاع الشمسى يمتص كذلك بواسطة سطح الأرض ولكن بعد عمليات تشتت هذه الأشعة بفعل السحب والغلاف الجوى. وعلى ذلك فإن جملة الأشعة الشمسية التى يكتسبها سطح الأرض والهواء الملامس له تبلغ نحو ٦٦٪ من جملة الإشعاع الشمسى. (٢٤) يمتصها سطح الأرض مباشرة، ٢٣٪ يمتصها سطح الأرض من الأشعة المبعثرة والمرتدة من السحب، ١٩٪ تمتص من الغلاف الجوى) فى حين تبلغ جملة الأشعة الشمسية المفقودة نحو ٣٤٪ من جملة الإشعاع الشمسى (٢٢٪ تنعكس بواسطة السحب، ٩٪ تتبعثر فى الفضاء، ٢٪ تنعكس بواسطة سطح الأرض)^(١). ومعنى ذلك أن نحو ثلثى الأشعة الشمسية هى التى تستخدم فى عمليات تسخين الهواء الملامس لسطح الأرض وبقية أجزاء الغلاف الجوى (شكل ٣). وحيث إن الأرض تمتص الإشعاع الشمسى وتحوله إلى حرارة Heat فإن سطح الأرض يعد فى حد ذاته كذلك جسماً مشعاً Radiating body^(٢). وعلى الرغم من أن مكونات الغلاف الجوى لا تمتص سوى نسبة محدودة جداً من الموجات الإشعاعية القصيرة للإشعاع الشمسى المار عبرها، إلا أن للغلاف الجوى القدرة على الاحتفاظ بنسبة كبيرة جداً من الإشعاع الأرضى (موجات طويلة) المرتدة من سطح الأرض.

Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N.J., 2nd, edi (١) (1966) P.15.

a-Flair, T. A., "Weather elements", Prentice-Hall, N.J. (1959), P.84.

b-Mather, J. R., "Climatology...", Mc Graw-Hill, N.Y. (1974), P.17

ويقوم بهذه المهمة الأخيرة كل من بخار الماء وثنائي أكسيد الكربون^(١).



(شكل ٣) الإشعاع الشمسي والإشعاع الأرضي وتسخين

الهواء الملاصق لسطح الأرض والغلاف الجوي

وتنتقل الحرارة في الهواء كذلك بمساعدة عمليات التوصيل الحراري Conduction، أي عمليات توصيل الحرارة خلال وسط (قد يكون جامد أو سائل أو غاز) دون تحريك الوسط نفسه. وتحدث عملية التوصيل الحراري عندما يتلامس جسمان مختلفان في درجة حرارتهما، فتنتقل الحرارة من الجسم الأعلى حرارة إلى الجسم الآخر الأقل حرارة. وتستمر

(١) يطلق بعض العلماء على عملية تفلل الإشعاع الشمسي Insolation - بعد أن ينعكس عند سطح الأرض - على شكل إشعاع أرضي Tresstial radiation تعبير «تأثير البيوت الزجاجية للنبات» The Green House Effect حيث يمكن أن نشبه هذه العملية بما يحدث لمثل بيوت النبات، التي يمكن لها أن تحتفظ بالحرارة داخلها، بعد سقوط الإشعاع الشمسي فوق جدرانها الزجاجية، فهي تسمح بدخول الإشعاع الشمسي، ولا تسمح بخروج الحرارة من داخلها. راجع أيضاً: Lockwood, J. G., "World Climatology", (1974) P.10.

عملية الانتقال الحرارى بهذه الصورة بينهما إلى أن تتشابه درجة حرارة هذين الجسمين^(١). وعلى ذلك فعندما يمتص سطح الأرض الإشعاع الشمسى وترتفع درجة حرارته، تنتقل درجة الحرارة من الهواء الملاصق لسطح الأرض إلى الهواء الذى يقع فوقه. ويحدث العكس إذا ما كان سطح الأرض والهواء الملاصق له أقل حرارة من الهواء الواقع فوقهما، ويحدث ذلك خلال أيام فصل الشتاء وأثناء بعض الليالى الباردة فى العروض المعتدلة والعروض العليا.

ويعد الهواء نفسه موصل رديء للحرارة ولكن عندما ترتفع درجة حرارة الهواء الملاصق لسطح الأرض بفعل الإشعاع الأرضى فإنه ينساب إلى أعلى ويصبح أقل كثافة عما كان عليه من قبل، وتعرف هذه العملية باسم التيارات الحرارية الصاعدة أو تيارات الحمل Convection. وعندما يبرد الهواء فى المناطق العليا من الغلاف الجوى يزداد وزنه وترتفع كثافته ويتعرض للهبوط مرة ثانية من أعلى إلى أسفل ليحل بدوره محل الهواء الساخن الذى سبق وأن صعد إلى أعلى. هذا إلى جانب أثر الفعل الناتج عن الحرارة الكامنة Latent Heat والتي تكمن فى بخار الماء الذى يتبخر فوق المسطحات المائية الواسعة وتشتمل الكتل الهوائية الحارة الرطبة على كميات كبيرة من الحرارة الكامنة فى بخار الماء^(٢).

(١) Trewartha, G. T. "An introduction to climatology", Mc Graw-Hill, N.J. (1954) P.20.

(٢) الحرارة الكامنة للانصهار: Latent heat هى عبارة عن كمية الحرارة اللازمة لتحويل جرام واحد من الجسم الصلب إلى سائل دون أن تتغير درجة حرارته. وعلى سبيل المثال فإن الحرارة الكامنة لانصهار الجليد هى ٣٣٥ جول/جم (٨٠ سعر/جم عند الصفر المئوى) بمعنى أنه يلزم للجرام الواحد من الماء فى درجة الصفر المئوى أن يفقد ٣٣٥ جول ليتحول إلى ١ جرام من الجليد عند درجة الصفر المئوى.

أما الحرارة الكامنة لتسفيد البخار، فهى عبارة عن كمية الحرارة التى يكتسبها جرام واحد من السائل لى تتغير حالته من السيولة إلى الغازية دون أن تتغير درجة حرارته وتبلغ هذه الحرارة ٢٢٦٠ جول/جم (٥٤٠ سعر/جم) عند درجة حرارة ١٠٠°م (لاحظ أن ١ جول، J هو مقدار ثابت يسمى بالمكافئ الميكانيكى للحرارة).

العوامل التي تؤثر في تنوع قوة الإشعاع :

هناك عوامل متعددة تؤثر في قوة الإشعاع الشمسي ذاته من فترة إلى أخرى، كما أن قوة الإشعاع الشمسي الواصل إلى سطح الأرض تختلف من وقت إلى آخر تبعاً لكيفية انتقال الأشعة الشمسية عبر الأوساط المختلفة وشكل الموجات الإشعاعية الساقطة ونوعها، وأشكال الأمطع التي تستقبل هذه الأشعة. وقد تبين للعلماء بأن أي جسم ترتفع درجة حرارته عن الصفر المطلق (-273°م) يمكن له أن ينقل الطاقة إلى كل الأجسام التي حوله عن طريق الإشعاع، وذلك بفعل الطاقة المكونة على شكل موجات مغناطيسية تنتقل مع سرعة الضوء ولا تتطلب أي جسم وسيط لنقلها^(١).

وقد تبين كذلك أن الأجسام الداكنة اللون تمتص كل الأشعة الساقطة عليها، في حين أن الثلج يعكس الأشعة الصوتية الساقطة على سطحه وعلى أي حال فإن كل الموجات الساقطة على الأجسام السوداء يتوقف توزيع طول موجاتها على درجات الحرارة المطلقة (أي درجة الحرارة المقاسة من درجة حرارة الصفر المطلق). ومن ثم فإن قانون ستيفان وبولتزمان Stefan Boltzman ينص على أن الطاقة الكلية أو فيض الإشعاع المرتد من مساحة معينة من الأجسام السوداء خلال زمن معين يتناسب مع الأس الرابع لدرجة الحرارة المطلقة لهذا الجسم^(٢).

(١) Lockwood 'World Climatology' Norwich, (1974) P.6-7 ويتميز الإشعاع الكهرومغناطيسي بطول موجاته حيث يمثل فيه قسم كبير من الأشعة منها الأشعة السينية (أشعة أكس X) القصيرة جداً، بالأشعة البنفسجية والأشعة تحت الحمراء المرئية infra-red والموجات الصغيرة micro waves والموجات الإشعاعية radio-waves ويتراوح طول الموجات الأشعة المرئية من ٠.٤ ميكرومتر إلى ٠.٧٤ ميكرومتر (١ ميكرومتر = 10^{-6} م). راجع المرجع السابق ص ٧.

(٢) Lockwood, "World Climatology", Norwich, (1974) P.7 ويمكن التعبير عن ذلك أيضاً باستخدام قانون التبادل عند واين Wien displacement، حيث إن طول الموجة في حالة الطاقة العظمى λm maximum energy تتناسب عكسياً Inversely proportional مع درجة الحرارة المطلقة. ويعبر عن ذلك بالمعادلة الآتية:

$$\lambda m = \frac{a}{T}$$

حيث إن: a = عامل ثابت يساوي $2.898 \times 10^{-3} \times 10^{-10}$ درجة حرارة كالفن المطلقة

$$a = (2.898 \times 10^{-3} \times \text{deg K})$$

$$F = e \sigma T^4 \text{ أو } T = \left(\frac{F}{e \sigma} \right)^{\frac{1}{4}} \text{ حيث إن:}$$

F = الطاقة الكلية أو فيض الإشعاع المرتد . (ط)

e = معامل انبعاث الإشعاع من السطح. (ش)

T = درجة الحرارة المطلقة للجسم. (ر)

$$\sigma = \text{ثابت يساوي } (5.670 \times 10^{-8} \text{ w/cm}^2 \text{ (deg K)}^4) \text{ كالثن المطلقة}^4$$

وعلى ذلك يمكن أن نلخص ببساطة العوامل التي تؤثر في قوة الإشعاع الشمسي وتنوع مداه على سطح الأرض في النقاط الآتية:

١ - مدى ثبات قوة الإشعاع الشمسي نفسه أو الثابت الشمسي Solar constant وهذا يتوقف على:

١ - قوة النشاط الإشعاعي الشمسي^(١).

ب - اختلاف طول المسافة بين الشمس والأرض (تبعاً لدوران الأرض حول الشمس في مداره الأليلجي الشكل)^(٢).

٢ - مدى شفافية طبقات الغلاف الجوي.

٣ - اختلاف عدد ساعات إشراق الشمس خلال اليوم الواحد من مكان إلى آخر على سطح الأرض.

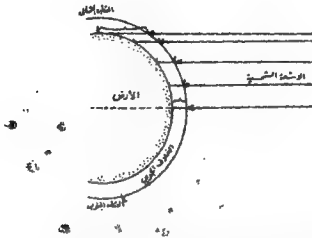
٤ - زاوية ميل الأشعة الشمسية على سطح الأرض ذلك لأن الأشعة العمودية الساقطة عند الدائرة الإستوائية تخترق مسافة محدودة من

(١) تبين للعلماء بأن متوسط كمية الحرارة خارج الغلاف الجوي تبلغ نحو ٢ جرام كالوري لكل سم^٢ في الدقيقة، ومن ثم فإن قوة النشاط الإشعاعي الشمسي تقدر بنحو ١.٥ مليون حصان (hours-power) لكل ميل^٢. (الكالوري Calories وحدة السعرات الحرارية). راجع:

Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, New Jersey, 2nd edi (1966) P.17-19.

(٢) د. حسن أبو العينين والجغرافيا العلمية، بيروت - ١٩٧٨ - مفكرة جامعية.

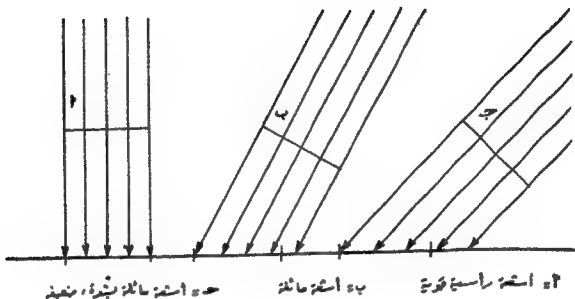
الغلاف الجوى وتنسقط على شكل زاوية قائمة إذا ما قورنت بالأشعة الشمسية التي تسقط عند سطح الأرض المنحني عند المناطق شبه القطبية (شكل ٤).



(شكل ٤) اختلاف طول الأشعة الشمسية التي تخترق الغلاف الغازي وتصل إلى سطح الأرض

وعلى ذلك تبعاً لسطح الأرض الكروي الشكل من ناحية ومدى تعامد الأشعة الشمسية على المكان من ناحية أخرى، فإن الأشعة الشمسية قد تسقط عمودية كما قد تكون مع سطح الأرض المنحني الشكل زوايا مائلة فوق سطح هذا المكان. (شكل ٥) وبلا شك فإن الأشعة الشمسية التي تسقط عمودية فوق مكان ما (خاصة خلال وقت الظهيرة) تكون أقوى من غيرها من الأشعة الأخرى.

وعلى ذلك يتبين أن زاوية سقوط الأشعة الشمسية على الدائرة الإستوائية خلال الاعتدالين (مارس وسبتمبر) تكون صفراً أو 0° أما في يونيو وفي سبتمبر فتبلغ $23\frac{1}{2}^\circ$ ومن ثم تكون شدة الحرارة الشمسية تساوى ١ (رقم أساسى) خلال الاعتدالين ونحو 0.92 خلال الانقلابين. أما عند دائرة عرض 30° شمالاً فتكون زاوية سقوط الأشعة



(شكل ٥) اختلاف زوايا سقوط الأشعة الشمسية
على سطح الأرض

الشمسية في مارس وسبتمبر نحو 35° وفي يونيو $11,5^\circ$ وفي ديسمبر $8,5^\circ$ وينتج عن ذلك أن شدة الأشعة الشمسية هنا خلال مارس وسبتمبر تصل إلى نحو $0,82$ (من الرقم الأساسى ١) وفي شهر يونيو $0,98$ وفي شهر ديسمبر (الشتاء الشمالى) $0,52$ أما بالنسبة لدائرة عرض 75° شمالاً فتبلغ زاوية سقوط الأشعة الشمسية هنا خلال شهر مارس وسبتمبر 75° في حين تصل إلى نحو $51,5^\circ$ خلال شهر يونيو (الصيف الشمالى) ونحو $98,5^\circ$ خلال شهر ديسمبر وعلى ذلك تبلغ شدة الإشعاع الشمسى خلال مارس وسبتمبر عند دائرة العرض هذه نحو $0,26$ في حين يصل إلى نحو $0,62$ خلال شهر يونيو ويكون صفراً عند شهر ديسمبر (الشتاء الشمالى).

كما يتضح ذلك فى الجدول الآتى^(١):

Gresswell, K.P., "Physical geography", Longman, (1972) P.17.

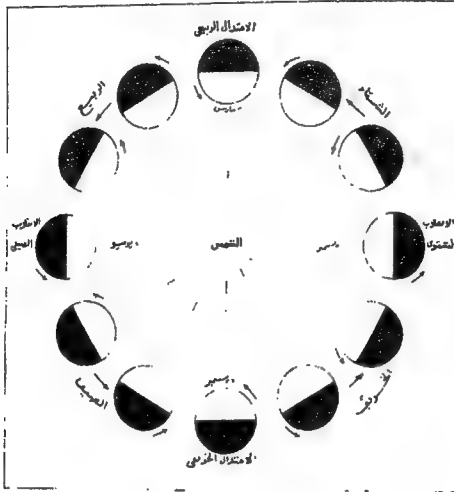
(١)

شدة الأشعة الشمسية (على أساس أن الأشعة العمودية = ١)			مقدار زاوية سقوط الأشعة الشمسية (بالدرجات)			دائرة العرض
ديسمبر	مارس وسبتمبر	يونيو	ديسمبر	مارس وسبتمبر	يونيو	
صفر	٠,٢٦	٠,٦٢	٩٨,٥	٧٥	٥١,٥	٧٥° شمالاً
٠,٥٢	٠,٨٢	٠,٩٨	٥٨,٥	٣٥	١١,٥	٣٥° شمالاً
٠,٩٢	١,٠٠	٠,٩٢	٢٢,٥	صفر	٢٢,٥	الدائرة الإستوائية
٠,٩٨	٠,٨٢	٠,٥٢	١١,٥	٢٥	٥٨,٥	٣٥° جنوباً
٠,٦٢	٠,٢٦	صفر	٥١,٥	٧٥	٩٨,٥	٧٥° جنوباً

وحيث أن مدار الأرض حول الشمس بيضاوي الشكل ellipse، ومن ثم فإن لهذا القطع الناقص البيضاوي الشكل محوران يصلان بين الشمس والأرض، ويطلق على المحور الأطول إسم المحور الرئيسي major axis والمحور الأقصر إسم المحور الثانوي minor axis وإن متوسط طول المسافة بين الشمس والأرض نحو ٩٣ مليون ميل - ١٥٠ مليون كم) إلا أن هذه المسافة تزيد أو تتناقص (تبعاً لنوع المحور الرئيسي أو الثانوي) في حدود $\frac{1}{4}$ مليون ميل (٢,٤ مليون كم) ويقال في هذه الحالة أن الأرض في الحضيض Perihelion أي قريبة Peri من الشمس. أما في يوم ٤ يوليو فتصبح الأرض في مدارها الأهلجي أبعد ما تكون عن الشمس وتبلغ طول المسافة بينهما ٩٤,٥ مليون ميل (١٥٢ مليون كم) ويقال في هذه الحالة أن الأرض في الأوج Aphelion أي بعيدة Ap عن الشمس^(١). وقد تبين للعلماء بأن قوة الإشعاع الشمسي الذي يصل إلى سطح الأرض

(١) قدر العلماء بأن متوسط سرعة دوران الأرض في مدارها خلال الحركة الانتقالية تبلغ نحو ٦٦,٦٠٠ ميل في الساعة (أي نحو ١٠٧,٠٠٠ كم في الساعة) ولكن تختلف هذه السرعة من موقع إلى آخر على طول مدار الأرض حول الشمس حيث تزداد سرعة الأرض عندما تكون الأرض في الحضيض Perihelion وتقل سرعتها عندما تكون في الأوج Aphelion. راجع المرجع السابق، د. حسن أبو العيثون (١٩٧٨) ص ٧٢.

خلال فترة الحضيض بحو ٧/ عن قوته خلال فترة الأوج^(١). ومع دوران الأرض حول الشمس من الغرب إلى الشرق وإختلاف إتجاه ميل محور الأرض يؤثر ذلك فى مواقع الدائرة الضوئية Circle of Illumination واشكالها وحدث الفصول الأربعة. (شكل ٦).



شكل ٦ حدوث الفصول الأربعة مع دوران الأرض حول الشمس

وتؤثر درجة شفافية طبقات الغلاف الجوى فى مدى قوة الإشعاع الشمسى الساقط على سطح الأرض. وقد سبقت الإشارة من قبل إلى أثر

a--- Strahler, A. N. "Introduction to physical geography" Wiley (1969), (١) P.51=71.

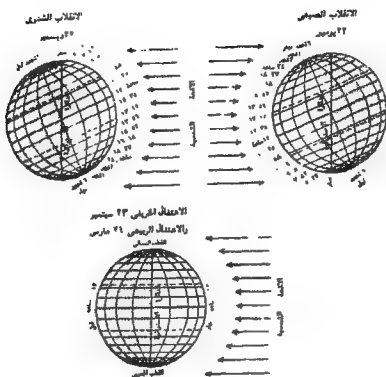
b--- Trewartha. G T.. "An introduction to climate". Mc Graw-Hill, N Y (1954) P.10-13.

كل من الغبار والرماد والسحب وبخار الماء وبعض الغازات في عمليات انعكاس الأشعة الشمسية وكيفية تشتتها وإمتصاصها واحتفاظ هذه العوامل بالإشعاع الأرضي في الطبقات السفلى من الغلاف الجوى. وعلى ذلك فإن المناطق التي يكثر فيها السحب والهواء الملوث بالأتربة تستقبل كمية أقل نسبياً من الأشعة الشمسية. كما تختلف درجة شفافية الغلاف الجوى مع دوائر العرض على سطح الأرض، فبالنسبة للعرض العليا والوسطى فإن على الأشعة الشمسية لابد وأن تقطع مسافة أطول نسبياً من الغلاف الجوى عن تلك المسافة في المناطق الإستوائية.

وتختلف طول فترة عدد ساعات إشراق الشمس خلال اليوم مع دوائر العرض المختلفة ومع إختلاف فصول السنة كذلك. وعندما يزداد طول فترة ساعات إشراق الشمس قد يؤدي ذلك إلى إرتفاع كمية الإشعاع الشمسي الساقط على سطح الأرض. ويوضح (شكل ٧) إختلاف طول الليل والنهار عند دوائر العرض المختلفة خلال فصول السنة (في نصف الكرة الشمالي). فعند الدائرة الإستوائية يتساوى طول الليل وطول النهار بحيث يبلغ طول أي منها ١٢ ساعة يومياً. وفي حالة تعامد الشمس على مدار السرطان في نصف الكرة الشمالي يزداد طول فترة عدد ساعات إشراق الشمس على دوائر العرض في نصف الكرة الشمالي فتبلغ نحو ١٢ ساعة عند دائرة عرض ١٧° شمالاً، ونحو ١٦ ساعة عند دائرة عرض ٤٩° شمالاً ونحو ٢٤ ساعة عند دائرة عرض ٦٦,٥° شمالاً. ونحو ٦ شهور عند موقع القطب الشمالي (أنظر الجدول الآتي). ولكن ينبغي ألا يفهم من ذلك بأن درجة حرارة الهواء عند دوائر العرض العليا ترتفع عنها عند المناطق المدارية، ذلك لأن نورانية الأسطح الثلجية Albedo of snow surfaces أعلى من نورانية سطح الأرض نفسه، ومن ثم تنعكس الأشعة الشمسية الساقطة على الأسطح الثلجية بسرعة، ولا تؤدي إلى إرتفاع درجة حرارة الهواء الملامس لسطحها، بنفس الدرجة التي تنتج عن الإشعاع الأرضي المرتد من سطح الأرض^(١).

a--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J., 2ed (١) edi (1966) P.19.

b--- Barry, R. G., AND Chorley R. J., "Atmosphere, Weather and Climate" Methuen, London (1969) P.30-37.



(شكل ٧) إختلاف طول الليل والنهار عند دوائر العرض المختلفة
خلال فصول السنة

دوائر العرض (شمالاً) (الصيف الشمالي)	الناثرة الإستوائية	١٧°	٤١°	٤٩°	٦٣°	٦٦,٣°	٦٧,٢°	٩٠°
عدد ساعات إشراق الشمس	١٢	١٣	١٥	١٦	٢٠	٢٤	شهر	٦ شهور

كما يؤثر إختلاف درجة تضرس سطح الأرض وإمتداد السلاسل الجبلية وإتجاهات الأودية التى تقطع هذه الجبال فى مدى قوة الأشعة الشمسية الساقطة على سطح الأرض. ففى النصف الشمالى من الكرة الأرضية، يلاحظ أن المنحدرات الجنوبية لسفوح الجبال يمكن لها أن تستقبل الإشعاع الشمسى بصورة مباشرة فى حين أن المنحدرات الشمالية لسفوح هذه الجبال تقع فى مناطق الظل. كما أن طول فترة عدد

ساعات إشراق الشمس خلال اليوم فى وادى نهري عميق ما، تتأثر بشدة إرتفاع السلاسل الجبلية العالية التى تحيط بجانبى هذا الوادى وشكل إمتدادها، وهكذا قد تحجب التلال والسلاسل الجبلية الأشعة الشمسية عن بطون الأودية وقد لا تزيد عدد ساعات إشراق الشمس فى اليوم الواحد فى بعض بطون الأودية النهرية الجبلية فى سويسره عن ثلاث ساعات تسجل فترتها اثناء فترة الظهيرة^(١).

التوزيع الجغرافى (الأفقى) للإشعاع الشمسى:

يتأثر التوزيع الجغرافى للإشعاع الشمسى بدرجة كبيرة كما سبقت الإشارة من قبل لموقع المكان بالنسبة لدوائر العرض، وعلى ذلك يشهد الإشعاع الشمسى عند الدائرة الإستوائية ويقل بالتدريج فى إتجاه القطبين. وتستقبل منطقة الدائرة الإستوائية سنوياً من الإشعاع الشمسى بما يقدر بأربعة أمثال مقداره عند أى من القطبين الشمالى أو الجنوبى. وتبعاً لحركة الشمس الظاهرية فيما بين المدارين، فإن أعلى فترات الإشعاع الشمسى تتمثل إبان فترات تعامد الشمس على مدار السرطان فى نصف الكرة الشمالى (الصيف الشمالى) وتعامدها على مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبى (الصيف الجنوبى). وعلى ذلك فإن كمية الإشعاع الشمسى فى المناطق المدارية كبيرة جداً، إلا أنها تختلف من فصل إلى آخر. وخلال رحلة حركة الشمس الظاهرية فيما بين مدارى الجدى والسرطان، تمر الشمس مرتين على كل المواقع التى تقع فيما بين هذين المدارين، وينتج عن ذلك تجمع أعلى كمية للإشعاع الشمسى Maximum insolation فوق هذه المواقع من سطح الأرض.

أما فيما بين دائرتى عرض 23.5° ، 66.5° شمالاً وجنوباً، فإن أعلى كمية للإشعاع الشمسى تحدث خلال فصل الصيف (الصيف الشمالى فى

a--- Blair, T. A., "Weather elements", Prentice-Hall, N. J. (1959) P.87-91. (١)

b--- Trewartha, G. T., "An introduction to climate", Mc Graw-Hill, N. Y. (1954) P.20-24.

نصف الكرة الشمالي، وخلال فصل الصيف الجنوبي فى نصف الكرة الجنوبي) ويقل الإشعاع الشمسى خلال فصلى الشتاء (الشمالى والجنوبى فى نصفى الكرة الأرضية)^(١) أما فيما وراء الدائرتين القطبيتين فإن أعلى كمية للإشعاع الشمسى تتمثل هنا، فى فترتى الانقلابين الصيفيين (الصيف الشمالى والصيف الجنوبى فى نصفى الكرة الأرضية). وقد تبين أن أعلى كمية سنوية للإشعاع الشمسى تتمثل عند دائرة عرض ٢٠° شمالاً وجنوباً، وذلك تبعاً لجفاف الهواء عند هذه العروض المدارية وإلى ندرة الغطاءات النباتية وصفاء السماء وقلة السحب ومن ثم تستقبل هذه المناطق أكبر قدر من الإشعاع الشمسى الساقط على سطح الأرض، وتنعكس هذه الأشعة على شكل إشعاع أرضى يؤدى بدوره إلى إرتفاع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض عند هذه العروض المدارية. ويقل مقدار الإشعاع الشمسى فى المناطق التى ترتفع فيها نسبة الرطوبة وتتكون فوقها السحب الكثيفة التى تعرقل من مرور الإشعاع الشمسى إلى سطح الأرض^(٢).

وعلى ذلك فإن مناطق اسطح الأرض التى تقع فيما بين الدائرة الإستوائية حتى دائرة عرض ٣٠° (شمالاً وجنوباً) يتمثل فيها فائضاً فى الحرارة نتيجة لشدة الإشعاع الشمسى يقدر بنحو ٢٠٠ ألف كالورى (سعر حرارى) لكل سم^٢ فى السنة. فى حين تتعرض المناطق الواقعة فيما بين دائرتى عرض ٤٠° ، ٩٠° (شمالاً وجنوباً) إلى نقصان فى الحرارة تبعاً لقلة الحرارة المكتسبة عن مقدار الحرارة المفقودة فى هذه المناطق (شكل ١٨)

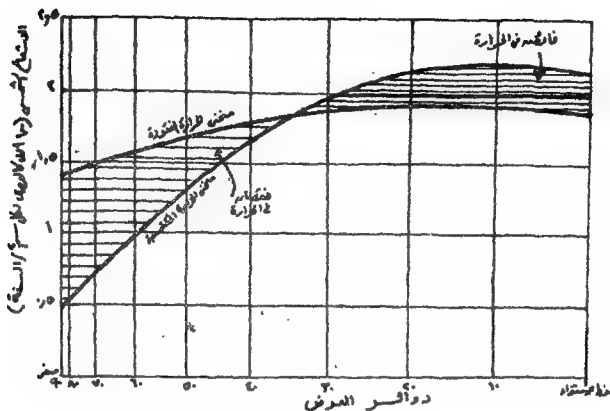
a--- Howard, J., Critchfield. "General Climatology", Prentice Hall, N. J. 2ed (١) edi (1966) P.20.

b--- Haurwitz, B., "Dynamic Meteorology", Mc Graw-Hill, N. Y. (1941) P.25.

a--- Houghton, H. G., "On the annual heat balance of the northern (٢) hemisphere", Jour. Meteorology, 11 Part 1 (1954), 1-9.

b--- Bytko, M. J., "The heat balance of the earth's surface", Trans. by Nina A. Stepanova. U.S. Weather Bureau, Chicago (1958).

c--- Petterssen, S., "Meteorology", Mc Graw-Hill, N. Y. (1969) P.26-52.



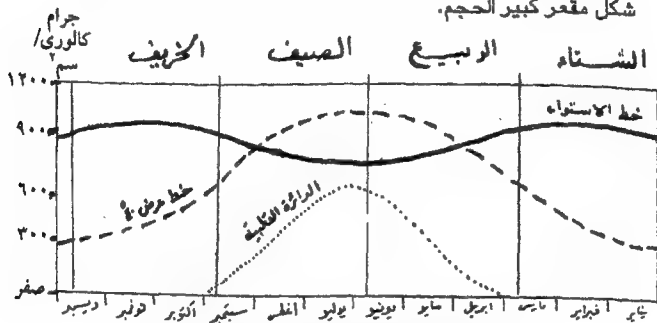
(شكل ٨) الميزالية الحرارية عند دوائر العرض المختلفة

ومن دراسة المنحنيات البيانية لكمية الإشعاع السنوى عند بعض دوائر العرض المختلفة (شكل ٨ ب) يتبين أن منحنى الإشعاع الشمسى عند المناطق الإستوائية يظهر على شكل خط شبه مستقيم ويظهر فيه قمتان ضعيفتان تمثلان إرتفاع مقدار الإشعاع الشمسى بصورة بسيطة خلال فترة الإعتدالين (الربيع والخريف)^(١) عند الدائرة الإستوائية، ويظهر فيه حوضان ضحلان (أو هبوطان من المنحنيات المقعرة) وذلك خلال فترة الانقلابين (الصيف والشتاء) عند تعامد الشمس عند مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبي وعند مدار السرطان فى نصف الكرة الشمالى.

ويزداد الإختلاف فى الإشعاع الشمسى كلما بعدنا شمالاً أو جنوباً من الدائرة الإستوائية واتجهنا نحو القطبين. وفى العروض المدارية والمعتدلة يظهر منحنى الإشعاع الشمسى (فى نصف الكرة الشمالى) على

(١) د. إبراهيم رزقانة وآخرون، الجغرافيا الطبيعية، القاهرة (١٩٦٤) ص ١٨٠.

شكل قمة واضحة خلال فصل الصيف (يوليو) في حين ينخفض مقدار الإشعاع الشمسى خلال فصل الشتاء ويظهر فى الرسوم البيانية على شكل مقعر كبير الحجم.



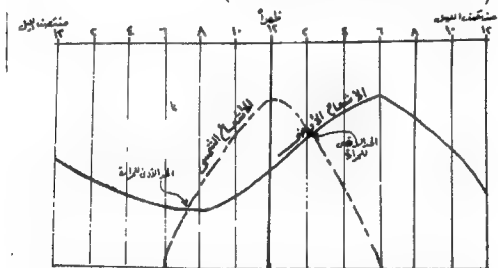
(شكل ٨ب) أشكال المنحنيات البيانية لكمية الإشعاع الشمسى السنوى

عند بعض دوائر العرض

وبالنسبة للدائرة القطبية الشمالية فتبعاً لحركة الشمس الظاهرية يظهر الإشعاع الشمسى على شكل قمة واضحة خلال فصل الصيف عند تعامد الشمس على مدار السرطان فى نصف الكرة الشمالى وعلى شكل حوض ضحل مقعر خلال فصل الشتاء عند تعامد الشمس على مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبي. وعلى ذلك فإن الدائرة القطبية الشمالية تكون مشمسة لمدة ٦ أشهر متصلة خلال فصل الصيف ومعتمة لمدة ٦ أشهر متصلة خلال فصل الشتاء.

وكما سبقت الإشارة من قبل فإن الإشعاع الشمسى الذى يتبقى بعد رحلته الطويلة ويسقط على سطح الأرض ينعكس ويرتد إلى الجو على شكل موجات ذات أطوال كبيرة تعرف بإسم الإشعاع الأرضى، ويلاحظ أن الإشعاع الشمسى الذى يسقط على سطح الأرض فى مكان ما

يتوقف على عدد ساعات شروق الشمس فوق هذا المكان . أما الإشعاع الأرضي فإنه يحدث طوال ساعات اليوم الكامل أو بمعنى آخر أثناء النهار عند سقوط الإشعاع الشمسي على سطح الأرض وكذلك أثناء الليل حتى إن لم تكن هناك أشعة شمسية ساقطة على سطح الأرض . ويبلغ الإشعاع الشمسي أعلى مقدار له وقت الزوال أي عند تعامد الشمس على خط طول المكان نفسه (عادة الساعة الثانية عشرة ظهراً) .



(شكل ٩) منحنى الإشعاع الشمسي نهاراً ومنحنى الإشعاع الأرضي طوال اليوم الكامل

وعلى ذلك يبدو الرسم البياني للإشعاع الشمسي الساقط على سطح الأرض على شكل قمة محدبة تنحصر بين الساعة السادسة صباحاً تقريباً (عند شروق الشمس) والسادسة مساءً تقريباً (عند غروب الشمس) وتتمثل أعالي القمة عند الساعة ١٢ ظهراً أي وقت الزوال (شكل ٩) أما الشعاع الأرضي فيبلغ أعلى مقدار له عند الساعة الخامسة ظهراً تقريباً ثم يبدأ ينخفض مقداره وخاصة عند الساعة الخامسة صباحاً من اليوم الآخر (أي قبيل شروق الشمس) ويمكن أن نوضح الاختلاف في كمية الإشعاع الشمسي الساقطة على سطح الأرض سنوياً بإنشاء خطوط متساوية القيمة تربط بين المناطق التي تتساوى عندها كمية الإشعاع الشمسي والتي يحسب مقدارها على أساس كيلو جرام



(شكل ١٠) التوزيع الجغرافي لكمية الإشعاع الشمسي السنوي عند سطح الأرض (كيلو جرام / سم^٢ / السنة)

كالورى/سم^٢/السنة. ومن دراسة شكل ١٠ يتضح أن تصيب المناطق المدارية الحارة الجافة من كمية الإشعاع الشمسى يفوق مناطق أخرى من سطح الأرض حيث يصل نصيبها إلى نحو ٢٠٠ كجم كالورى/سم^٢/السنة. فى حين يبلغ متوسط نصيب المناطق الإستوائية من الإشعاع الشمسى نحو ١٤٠ كجم كالورى/سم^٢/السنة. أما المناطق الباردة فى شمال شرق اسيا وشمال أوربا وشمال أمريكا الشمالية فيقل نصيبها من كمية الإشعاع الشمسى عن ٨٠ كجم/كالورى/السنة.

أدوات وطرق قياس إشراق الشمس والإشعاع الشمسى:

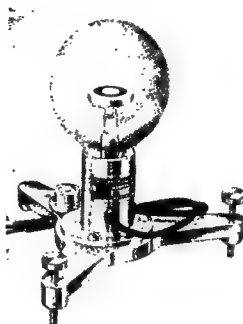
تستخدم محطات الرصد الجوى عدة أجهزة مختلفة لرصد إشراق الشمس والإشعاع الشمسى وتسجيل هذه البيانات^(١) ومن بين أهم هذه الأدوات مسجل كامبل ستوكس The Campbell-Stokes Recoder ويتركب هذا الجهاز من كرة أو إنتفاخ رجاجى به عدسة تتجمع بداخلها الأشعة الشمسية على شكل بؤرة وتسلط بؤرة الأشعة الشمسية على ورقة مثبته، فيحدث فيها حرقاً وقت إشراق الشمس وإذا احتجبت الشمس توقف الإحترق، من ثم يمكن أن تحدد عدد ساعات شروق الشمس من تتبع منحنيات إحترق الورقة فى الجهاز^(٢) وتعرف الأجهزة التى تسجل شدة الإشعاع الشمسى الساقط على منطقة محدودة المساحة خلال وقت محدد باسم أجهزة بيرهليومتر Pyrheliometers ومن أشهر هذه الأجهزة ذلك الذى يعرف باسم جهاز إبلى The Epply pyrheliometer ويمكن لهذا الجهاز عن طريق معرفة الفرق بين تأثير الأشعة الشمسية الساقطة على أسطح انحناء البيضاء وأسطح الحلقة السوداء داخل الإنتفاخ الزجاجى فى

(١) Howard, J. Critchfield. "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. 2ed (١٩٦٦), P.20-26.

(٢) لمزيد من الدراسة التفصيلية لأدوات وطرق قياس العناصر المختلفة للمناخ يرجع المؤلف ضرورة إطلاع القارئ على الفصل الخامس من كتاب الأستاذ الدكتور موراس باير H. Byers وعنوان هذا الفصل:

"Observation and Station meteorology", Graw-Hill, N. Y. 3rd edi (1959) P.61-95

الجهاز تحديد وقياس قوة إشعاع الشمس (حيث إن اللون الأسود يمتص الأشعة بدرجة أسرع من اللون الأبيض)^(١).



(لوحة ٢) جهاز البيروميتر لقياس شدة الإشعاع الشمسي

ويُقاس الإشعاع الشمسي وتحدد تغيراته باستخدام الأكتنوميتر وهو في أبسط صورة يتركب من ترمومتريين زئبقيين أحدهما ذو فقاعة تطلّى باللون الأسود ومحاطة بانتفاخ رجاجي مفرغ من الهواء، والآخر تترك فقاعته بيضاء. وفي حالة الإستخدام يعرض كل من الترمومتريين لأشعة الشمس مباشرة ويسجلان أقصى حرارة لأشعة الشمس أثناء النهار. ثم تعدل بعد ذلك قراءات الترمومتريين. وقد يستخدم جهاز آخر أكثر تطوراً يعرف باسم الأكتنوميتر المسجل وذلك لتسجيل تأثير الإشعاع الشمسي على الأسطح الداكنة ويقوم هذا الجهاز بتسجيل تغيرات الإشعاع الشمسي الساقط على الإنتفاخ الزجاجي للجهاز عن طريق رافعة مزودة بسن ريشة تسجل منحنياتها على ورق خاص^(٢).

(١) Blair, T. A., "Weather elements" Prentice-Hall, N. J. (1959) P.86.

(٢) محمود حامد محمد، التبيولوجية القاهرة (١٩٤٦) ص ٩١.

أما قياس الضوء الشمسى Sunlight فيمكن تسجيله باستخدام أجهزة الخلايا الكهربائية الضوئية Photo-electric أو بأجهزة الطيف الضوئية Photospectroscopic apparatus ولهذه الأجهزة القدرة على فحص مكونات الأشعة الشمسية وتحديد مقدار الأشعة فوق البنفسجية الساقطة عليها. هذا إلى جانب مقياس الطيف Spectrometer لتحليل الإشعاعات فوق البنفسجية ودون الحمراء، كذلك الضوء المرئى، وقياس أطوال موجات الضوء المنبعث من مصادره المختلفة.

كما تمكن العلماء من قياس الإشعاع الأرضى الصاعد من سطح الأرض متجهاً إلى أعلى طبقة التروبوسفير والكشف عن الإشعاع الحرارى (الطاقة دون الحمراء) وقياسه. وذلك عن طريق جهاز الراديوومتر Radio-meter. ويتركب هذا الجهاز فى أبسط صورة من عجلة تجديف داخل أنبوبة زجاجية، بحيث تتحرك عجلة التجديف عندما تعترض طريق الطاقة المشعة. وتدور عجلة التجديف فى مقياس الإشعاع دائماً بحيث يكون السطح الأسود للعجلة مدبراً عن مصدر الطاقة، والسطح المفضض مقبلاً عليها^(١).

أدوات وطرق قياس درجة حرارة الهواء:

تقاس درجة حرارة الهواء باستخدام أنواع متعددة من المقاييس أو الترمومترات الحرارية منها ما يعرف باسم الترمومتر البسيط أو الجاف والترمومترات المزودة وذو النهاية العظمى وذو النهاية الصغرى، وقد تقرأ التسجيلات هذه الترمومترات الحرارية بأى من النظامين المئوى أو الفهرنهايتى^(٢).

(١) سرعة الضوء Speed of light أى معدل إنتقال الضوء فى الفراغ الجوى يبلغ نحو 3×10^8 متر فى الثانية أو ٣٠٠.٠٠٠ كم فى الثانية، راجع:

د. أحمد رياض تركى «المعجم العلمى المصور» القاهرة (١٩٦٣) ص ٤٦٩.

(٢) Sutton, Sir Graham, "Scales of temperature". Weather, vol. 18 Part 5 (1963) P.130-134.

(أ) الترمومتر البسيط أو الجاف: Dry-bulb Thermometer

عبارة عن أنبوبة زجاجية مغلقة وبداخلها أنبوبة شعرية منتظمة الشكل وبنهايتها فقاعة صغيرة تستخدم كخزان يملأ بالكحول أو الزئبق^(١). وعند تغير درجة حرارة الهواء حول الترمومتر البسيط يتمدد السائل الداخلى فى الفقاعة ويصعد إلى أعلى فى الأنبوبة الشعرية ويمكن قراءة مقدار تمدد هذا السائل أو إنكماشه عن طريق مسطرة مدرجة تدريجياً مثوياً أو فهرنهايتياً. وهذا التمدد أو الإنكماش يعبر بدوره عن ارتفاع درجة حرارة الهواء أو إنخفاضها.

(ب) الترمومتر الحرارى ذو المعدنين: Abimetalic Bar thermometer

يوضح هذا النوع من الترمومترات الاختلافات الحرارية التى تنتج عن مدى تأثير الأعمدة المعدنية المختلفة بدرجات الحرارة. وعلى ذلك فيتركب هذا الترمومتر الحرارى من سلكين معدنيين مختلفين (من حيث مادة المعدن المكونة لكل منهما) ويلتويان على بعضهما البعض ويكونان معاً عموداً واحداً (أى على شكل صغيرة معدنية من المعدنين معاً). فعندما ترتفع درجة حرارة الهواء يتمدد العمود المعدنى فى الترمومتر، إلا أن تمدده يكون بدرجات متفاوتة وذلك بحسب مدى تأثير كل معدن من معدنى قضيب الترمومتر بدرجة حرارة الهواء (معامل التمدد). ومن ثم ينتج عن ذلك تكوين ثنية أو إنحناء فى السلك المعدنى، ويمكن أن تترجم هذه الثنية إلى قيمة حرارية^(٢).

(جـ) الترمستور أو الترمومتر المزدوج الكهربى: Thermistors Or Thermocouples

تسجل درجة حرارة الهواء عن طريق هذا الجهاز كهربائياً ويشيع استخدام هذا النوع من الأجهزة فى الدراسات المناخية التفصيلية

(١) Trewartha, G. T., "An introduction to climate", Mc Graw-Hill, N. Y. (1954) P.25.

(٢) a--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N.J. 2ed (٢) edi. (1966) P.23-25.

b--- Willett, H. C., "Descriptive meteorology", N. Y. (1944)P.37.

Microclimatic observations وكذلك عند قياس درجة حرارة التربة السطحية وأنسجة النباتات والهواء الدافئ بين ملابس الإنسان أو فراشه، وذلك تبعاً للدقة المتناهية التى تتميز بها هذه الأجهزة عند قياسها لدرجة حرارة الهواء. ويتروكب الترمستور فى أبسط صوره من توصيلة معدنية تتألف من معدنين مختلفين. فإذا ما ترك أحد طرفى هذه التوصيلة المعدنية عند درجة حرارة معينة، وأن يتعرض الطرف المعدنى الآخر لدرجات الحرارة المتغيرة فإنه يمكن حساب درجة حرارة الهواء بمعرفة مدى اختلاف تأثير المعدنيين بها. ويمكن قياس القوة الكهربائية المحركة التى تتولد فى الدائرة الكهربائية بالجهاز عن طريق مؤشر مركب فوق مسطرة مدرجة. كما يتولد فى جهاز الترمستور مقاومة محدودة لانسياب التيار الكهربى وتزداد هذه المقاومة مع ارتفاع درجة حرارة الهواء.

(د) ترمومتر النهاية العظمى: Maximum Thermometer

هذا الجهاز هو عبارة عن ترمومتر زئبقى Mercury Thermometer وقد تكون مسطرته مدرجة تدريجاً مئوياً أو فهرنهايتياً. ويوجد فى نهاية طرف الأنبوبة الشعرية للترمومتر فقاعة يتجمع فيها الزئبق، وعند مخرج هذه الفقاعة يوجد إختناق Constriction يعمل كصمام بحيث يسمح بمرور الزئبق بسهولة إذا ما تمدد بفعل ارتفاع درجة حرارة الهواء، ولكن عندما تنخفض درجة حرارة الهواء فإن عمود الزئبق المتراجع ينكسر عند الإختناق. ويظل أعالي عمود الزئبق يشير إلى النهاية العظمى أو بمعنى آخر أعلى درجات الحرارة التى تم رصدها من قبل خلال اليوم. ويلاحظ أنه ينبغى أن يوضع هذا الترمومتر فى وضع أفقى وأن يتركز على حوامل، حتى يمكن لقوة الطرد المركزية أن تسحب الزئبق إلى أعلى عبر إختناق الأنبوبة الشعرية^(١).

(١) - المرجع السابق صفحة ٢٥.

ب- للدراسة التفصيلية لآلات الرصد الجوى المختلفة يحسن مراجعة:

محمود حامد محمد «المتيورولوجية القاهرة (١٩٤٦)» الباب الثانى من كتابه بعنوان «آلات الرصد» من ص ٢٥-٦١.

(هـ) ترمومتر النهاية الصغرى: Minimum thermometer

يلاحظ هنا أن الأنبوبة الشعرية فى هذا الترمومتر تعد أكثر إتساعاً من تلك التى توجد فى ترمومتر النهاية العظمى، كما لابد أن يستخدم هنا الكحول غير الملون Colourless alcohol بدلاً من الزئبق، ذلك لأن الزئبق يتجمد عند درجة حرارة $- ٤٠^{\circ}\text{م}$. وتحت الطرف العلوى للأنبوبة الشعرية الكحولية يوجد مؤشر دقيق الحجم، قائم اللون A tiny dark index له طرف مدبب بحيث يمكن تحريكه بسهولة على طول الأنبوبة الشعرية. ويلاحظ أن هذا الترمومتر - كما هو الحال بالنسبة لترمومتر النهاية العظمى - لابد وأن يوضع عند الإستعمال فى وضع أفقى. وعند إنكماش الكحول مع إنخفاض درجة الحرارة، تنسحب العلامة أو المؤشر الزجاجى. ولكن إذا ما ارتفعت درجة الحرارة من جديد وتمدد الكحول مرة ثانية داخل الأنبوبة الشعرية للترمومتر، فإنه يترك العلامة أو المؤشر فى هذه الحالة ومن ثم يدل موقع المؤشر على أقل درجة حرارة تم رصدها خلال اليوم^(١).

(و) الترموجراف البسيط: Thermograph Double-recording thermograph وذو

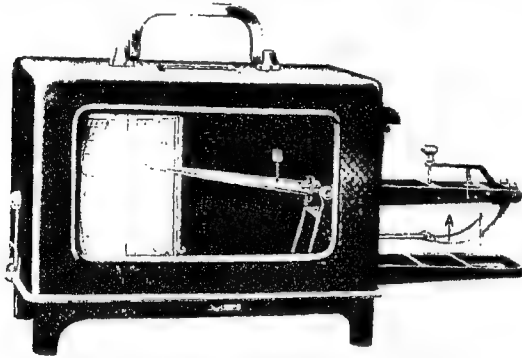
التسجيل المزدوج:

يتركب الترموجراف من ملف معدنى مكون من معدنين مثبتين مع بعضهما البعض كما أنهما يختلفان من حيث معامل تمددهما، وذلك مثل النحاس والصلب. ويتصل هذا الملف بنظام من الروافع A System of levers وتقوم الروافع بنقل التغيرات الحرارية (تبعاً لتحركها) إلى ذراع مثبت به قلم أو ريشة حبر Pen arm. ويتحرك طرف القلم على ورقة رسم بيانى خاصة تقسم رأسياً إلى درجات الحرارة، فى حين أن المحور الأفقى للورقة يقسم إلى ساعات أو إلى ساعات وأيام^(٢). وتلف ورقة الرسم البيانى حول إسطوانة تحركها ساعة بداخلها A Cylindrical Clock. ويمكن

(١) المرجع السابق ص ٢٦.

(٢) محمود حامد محمد، الظواهر الجوية فى القطر المصرى، القاهرة (١٩٢٧) ص ٧٤-٧٥.

لساعة الترموجراف أن تعمل لمدة ثمانية أيام متواصلة، في حين تكفى ورقة الرسم البياني المقسمة والمثبتة حول الأسطوانة بأن يقوم الترموجراف بعمله عليها لمدة سبعة أيام متواصلة. وعندما ترتفع درجة الحرارة يعتمد الملف وتنتقل الحركة إلى الروافع وذراع الترموجراف الذي يتحرك إلى أعلى وإلى أسفل مسجلاً بدوره كل ارتفاع أو إنخفاض في درجة الحرارة على شكل منحنى بياني -على ورقة الرسم البياني- طوال ساعات اليوم أو طوال فترة زمنية طويلة تصل إلى أسبوع كامل. (لوحة ٣)

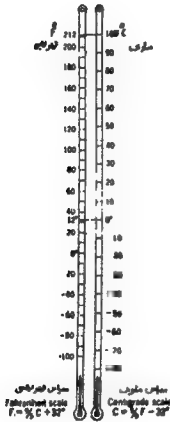


(لوحة ٣) جهاز الترموجراف لقياس وتسجيل درجة حرارة الهواء

وفي بعض الأجهزة يكون للترموجراف فيها ذراعان مثبتتان بحيث يسجل أحدهما تغيرات درجة حرارة الهواء، في حين يتصل الذراع الثاني بأنبوبة شعرية تربطه بموقع آخر في الهواء أو في المياه أو في التربة السطحية. وعلى ذلك يسجل هذا الترموجراف منحنين، أحدهما يمثل منحنى حرارة الهواء والآخر منحنى حرارة المياه أو التربة أو أى عنصر آخر. ويستخدم هذا النوع من أجهزة الترموجراف ذات التسجيل المزدوج Double-recording thermographs عند إجراء الدراسات المقارنة.

نظم قياس درجة الحرارة:

تقاس درجة حرارة الهواء باستخدام أى أو كل من النظامين الدوليين المعروفين بالنظام المئوى أو نظام سلسيوس Centigrade or Clesius Scale والنظام الفهرنهايتى Fahrenheit Scale. ويكاد يقتصر إستخدام النظام الفهرنهايتى على بريطانيا وبعض الدول التى تتحدث باللغة الإنجليزية، فى حين أن إستخدام النظام المئوى يعد أكثر شيوعاً فى معظم أنحاء العالم نظراً لسهولة إستخدامه^(١). (لوحة ٤).



(لوحة ٤)

المقياس المئوى والمقياس الفهرنهايتى

أ- المقياس المئوى:

وفيه تنقسم الفترة الأساسية إلى ١٠٠ قسم. والنقطة السفلى منه فى صفر °م والنقطة العليا فيه هى ١٠٠ °م، ويعبر عن درجة الحرارة المئوية بالرمز °م (أى درجة مئوية) والصفر المئوى هو عبارة عن درجة إنصهار

Ward, R., "Climate", 2ed edn. N. Y. (1918) P.53.

الجليد النقى وقد تبين أن تأثير الضغط عند هذه الدرجة يعد بسيطاً جداً. أما درجة غليان الماء المقطر تحت الضغط الجوى العدى (٧٦ سم زئبق) فهي ١٠٠°م. وقد تبين أن هذه الدرجة الحرارية (د) تتغير مع تغير الضغط الجوى (ض) وفقاً للمعادلة الآتية:

$$\text{ض} = ١٠٠ + ٠,٣٧ (ض - ٧٦) - ٠,٠٢٣ (ض - ٧٦)^2$$

حيث إن:

د = درجة الغليان بالتدريج المئوى.

ض = الضغط الجوى مقدراً بالسنتيمتر زئبق.

وعند تحديد النقطتين الثابتتين فى المقياس تقسم طول الفترة الأساسية بين الدرجتين إلى ١٠٠ قسم بحيث يسمى كل قسم منها درجة مئوية.

ب- المقياس الفهرنهايتى:

تحدد درجة غليان المياه فى هذا المقياس ٢١٢°ف ودرجة ذوبان أو انصهار الثلج (درجة التجمد عند صفرم) = ٣٢°ف وعلى ذلك فإن ١٠٠°م = ١٨٠°ف (٢١٢°ف - ٣٢°ف) ومن ثم فإن ١°م = $\frac{١٨٠}{١٠٠} = \frac{٩}{٥}$ °ف^(١).

وفى ضوء العلاقة بين درجة الحرارة على المقياس الفهرنهايتى ف درجة الحرارة على المقياس المئوى د يتضح إذن فى المعادلة الآتية أن:

$$\text{د}^{\circ}\text{ف} = \frac{٩}{٥} \text{د} + ٣٢.$$

ويمكن مثلاً حساب درجة الحرارة التى لها نفس القيمة على كل من

(د. محمد عبد الوهاب، د. الوهيدى فراج الوهيدى «مبادئ البصريات الطبيعية والصوتيات والحرارة» كلية العلوم - جامعة الإسكندرية (١٩٧٩) ص ٦٢.

المقياسين المئوي والفهرنهايتي، وكذلك يمكن معرفة درجة الحرارة التي تكون قيمتها على المقياس المئوي ضعف قيمتها على المقياس الفهرنهايتي وذلك باتباع الخطوات التالية:

في الحالة الأولى: نضع $^{\circ}\text{F} = \text{د}$

وتبعاً للمعادلة $^{\circ}\text{F} = \frac{9}{5} \text{د} + 32$ نحصل على

$$32 = \text{د} - \frac{9}{5}$$

$$32 = \text{د} - \frac{9}{5}$$

$$32 = \text{د} - \frac{1}{5}$$

$$32 \times 5 = \text{د} \times 5 - 1$$

$$\text{د} = \frac{32 \times 5 - 1}{5} \quad \text{إذن د} = 159.2 \text{ درجة.}$$

وفي الحالة الثانية: إذا ما اعتبرنا أن $^{\circ}\text{F} = 2^{\circ}\text{د}$

نحصل على:

$$32 + \frac{9}{5}(2^{\circ}\text{د}) = 2^{\circ}\text{د}$$

$$32 + \frac{18}{5} = 2^{\circ}\text{د}$$

$$32 + \frac{18}{5} = 2^{\circ}\text{د}$$

$$32 = 2^{\circ}\text{د} - \frac{18}{5}$$

$$\frac{5}{18} \times 32 = 2^{\circ}\text{د}$$

$$\frac{160}{18} = 2^{\circ}\text{د}$$

$$\text{إذن د} = 88.9 \text{ درجة.}$$

ومما سبق يتضح أنه يمكن بسهولة تحويل الدرجات المئوية إلى فهرنهايتية وبالعكس وفقاً لما يلي:

$$\frac{0}{9} = \text{الدرجة المئوية} - \text{(الدرجة الفهرنهايتية - ٣٢)}$$

$$\text{الدرجة الفهرنهايتية} = 32 + \frac{0}{9} \times \text{(الدرجة المئوية)}$$

وعلى ذلك فإن:

$$32 + \left(20 \times \frac{0}{9} \right) = 68^{\circ} \text{م}$$

$$68^{\circ} \text{ف} = \frac{0}{9} \times (32 - 68) = 20^{\circ} \text{م}$$

وتنبه إلى الإشارة إلى أن هناك نظاماً آخر يقيس به العلماء أعلى درجات الحرارة الحركية وأدناها ويعرف باسم نظام كالفن Kelvin. ويعتمد هذا النظام على تحديد الصفر المطلق Absolute. ويقصد بالصفر المطلق نقطة بداية مدرج الحرارة المطلقة وهي -273°م . وهي عبارة عن الدرجة التي يتوقف عندها كل حركة حرارية، ويتلاشى عندها حجم الغاز نظرياً مع ثبات الضغط. ولم يتمكن العلماء من تخفيض درجة حرارة أى جسم ما إلى ما تحت الصفر المطلق. ويمكن أن تحول درجات الحرارة المئوية إلى درجات حرارة حركية مطلقة وذلك بإضافة 273° إلى قيمتها.

أى أن:

$$20^{\circ} \text{م} = 273 + 293^{\circ} \text{مطلقة. (درجة كالفن } ^{\circ} \text{K)}$$

حساب متوسطات درجات الحرارة:

تهتم الدراسات المناخية بحساب المتوسطات والمعدلات المختلفة لعناصر المناخ ومنها درجة الحرارة. وعن طريق رصد وتسجيل درجات حرارة الهواء ساعة بساعة أثناء اليوم الواحد يمكن حساب المتوسط اليومي لدرجة الحرارة. وإذا كانت البيانات الطقسية مسجلة فى محطة ما خلال مدة زمنية طويلة (عشرات من السنين) فإنه يمكن حساب المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة وكذلك المتوسط السنوى لها والمعدل الشهرى والمعدل السنوى بل ومعرفة حالة الظروف الحرارية للمنطقة التى تتمثل

فيها هذه المحطة المناخية. كما تعتمد الخرائط المناخية البيانية أو الكمية Quantitative Climatic Maps على معرفة المتوسطات والمعدلات الشهرية والفصلية والسنتوية لعناصر المناخ المختلفة ومن بينها حرارة الهواء. وإذا ما تولفت محطات الرصد الجوي في منطقة ما، وقامت بتسجيل ورصد عناصر المناخ المختلفة خلال مدة زمنية طويلة فإنه يمكن إنشاء خطوط التساوي البيانية Isopleth Lines بعد حساب معدلات البيانات المناخية المختلفة^(١). ومن بين هذه الخطوط البيانية ما يعرف باسم خطوط الحرارة المتساوية Isotherms وخطوط الضغط المتساوي Isobars وخطوط السرعة المتساوية للرياح Isotachs وخطوط النمو المتساوي للنباتات Isophenes. وتحسب المتوسطات المختلفة لدرجة حرارة الهواء كما يلي:

١- المتوسط اليومي لدرجة الحرارة: The Daily mean of temperature

ويمكن حساب المتوسط اليومي لدرجة الحرارة إذا ما سجلت درجة حرارة الهواء خلال اليوم الواحد ٢٤ مرة (أي مرة كل ساعة) ثم إيجاد مجموع كل هذه القراءات وقسمتها على ٢٤.

$$= \frac{\text{مجموع درجات حرارة الهواء خلال ٢٤ ساعة (ساعات اليوم)}}{٢٤}$$

ويحسب عادة المتوسط اليومي لدرجة الحرارة كما يلي^(٢):

$$= \frac{\text{قراءة الساعة ٨} + \text{الساعة ١٤} + \text{الساعة ٢٠} + \text{النهاية الصغرى}}{٤}$$

ويمكن أيضاً استخدام طريقة أخرى سهلة حسابياً ولكنها أقل دقة

(١) Trewartha, G. T., "An introduction to Climate", Mc. Graw-Hill, N. Y. (1954) (١) P.26-27.

(٢) محمود حامد محمد المتيورولوجية القاهرة (١٩٤٦) ص ٦٤.

من الطريقة الأولى وذلك بإيجاد مجموع النهايتين العظمى والصغرى لدرجة حرارة الهواء أثناء اليوم الواحد، ثم قسمته على ٢^(١) :

$$\frac{\text{النهاية العظمى} + \text{النهاية الصغرى}}{٢} =$$

ويطلق على الفرق بين قراءة النهايتين العظمى والصغرى لدرجة الحرارة أثناء اليوم تعبير المدى الحرارى اليومى Daily range of temperature ويمكن حساب هذا المدى مباشرة عند قراءة ترمومتر النهاية العظمى وترمومتر النهاية الصغرى لدرجة الحرارة. وتعتمد خرائط الطقس على بيانات المتوسطات اليومية والمدى الحرارى اليومى لدرجة الحرارة ولغيرها من عناصر المناخ الأخرى.

٢- المتوسط الشهري لدرجة الحرارة: The monthly mean of temperature

يعد أدق حساب للمتوسط الشهري لدرجة الحرارة، هو عند رصد درجة حرارة الهواء خلال كل ساعة من ساعات اليوم (٢٤ ساعة) والحصول على المتوسط اليومى لدرجة الحرارة، ثم جمع المتوسطات اليومية لدرجة الحرارة خلال أيام الشهر وقسمة الناتج على عدد أيامه (٢) إلى إن:

(١) Howard, J. Critchfield "General Climatology", Prentice-Hall, New Jersey, ١- 2ed edi. (1966) P.21.

وراجع أيضاً:

ب- د. فهمى هلالى أبو العطا «الطقس والمناخ» الإسكندرية (١٩٧٠) ص ٦٦-٦٧.

ج- د. عبد العزيز طريح شرف «الجغرافيا المناخية والنباتية» الجزء الأول الإسكندرية (١٩٦١) ص ٤٧.

د. محمود حامد محمد «الظواهر الجوية ... القاهرة» (١٩٢٧) ص ٧٧.

(٢) Trewartha, G. T., "An introduction to Climate", Mc Graw-Hill, N. Y. (1954) P.27.

المتوسط الشهري لدرجة الحرارة =

مجموع المتوسطات اليومية لدرجة الحرارة خلال أيام الشهر

عدد أيام الشهر

وقد يلزم الدراسات المناخية مفرقة معلومات أخرى عن درجات الحرارة الشهرية أكثر تفصيلاً عن المتوسط الشهري العام لدرجة الحرارة. وعلى ذلك يمكن حساب مثلاً:

أ- المتوسط الشهري للنهايات العظمى لدرجة الحرارة:

مجموع قراءات النهايات العظمى لدرجة الحرارة لكل أيام الشهر

عدد أيام الشهر

ب- المتوسط الشهري للنهايات الصغرى لدرجة الحرارة:

مجموع قراءات النهايات الصغرى لدرجة الحرارة لكل أيام الشهر

عدد أيام الشهر

ج- متوسط المدى الحرارى الشهري:

مجموع المدى الحرارى اليومى لكل أيام الشهر

عدد أيام الشهر

وقد يحسب المدى الحرارى الشهري لدرجة الحرارة بطريقة أخرى تعد أسهل حسابياً وذلك على أساس إيجاد الفرق بين أعلى يوم من أيام الشهر الواحد وأقلها حرارة:

٣- المتوسط السنوى لدرجة الحرارة: The annual mean of temperature

ويعد أدق حساب للمتوسط السنوى لدرجة حرارة الهواء، هو عند جمع كل المتوسطات اليومية لدرجة الحرارة لكل أيام السنة وقسمة الناتج على عدد أيام السنة، أى:

مجموع المتوسطات اليومية لكل أيام السنة

عدد أيام السنة

وتبعاً لصعوبة إجراء العمليات الحسابية بهذه الطريقة السابقة (تستخدم هنا الآلات الحاسبة الإلكترونية) فيمكن حساب المتوسط السنوي لدرجة الحرارة على أساس إيجاد مجموع المتوسطات الشهرية لدرجة الحرارة خلال السنة ثم قسمة الناتج على عدد أشهر السنة. أي:

$$\frac{\text{مجموع المتوسطات الشهرية لدرجة الحرارة خلال السنة}}{12} =$$

ويمكن الحصول على المدى الحرارى السنوى Annual range of temperature باستخدام عدة طرق هي:

- أ- حساب الفرق بين متوسط أعلى الشهور حرارة وأقلها حرارة.
 - ب- إيجاد مجموع متوسطات المدى الحرارى الشهري خلال السنة وقسمة الناتج على عدد شهور السنة.
 - ج- إيجاد مجموع متوسطات المدى الحرارى اليومي خلال السنة وقسمة الناتج على عدد أيام السنة.
- وتعد هذه الطريقة الأخيرة أكثر دقة عن بقية الطرق الأخرى.

وينبغي على الجغرافى أن يعبر عن مضمون هذه القيم الحرارية جميعاً باستخدام الرسوم والمنحنيات البيانية البسيطة منها والمركبة، وكذلك إنشاء خرائط الطقس والخرائط المناخية حتى تظهر القيمة الجغرافية لهذه المتوسطات والمعدلات المختلفة^(١). وقد يحتاج كل من المتخصصين والجغرافى إلى معرفة بعض القيم الحرارية الشاذة التى سبق تسجيلها بمحطات الأرصاد الجوية فى منطقة ما من مدة زمنية

(١) Court Arnold, "Duration of very hot Temperatures Bull. Am. Met. Soc., vol. (٩) 33, Part4 (1952), P.140-149.

سابقة. فقد يكون من المفيد أن يرجع الباحث إلى معرفة أعلى أو أقل درجات حرارة تم تسجيلها من قبل. ويوضح الجدول الآتي بيان ببعض القراءات المتيسرة والشاذة التي تم رصدها وتسجيلها لمثل هذه الحالات والتي تخرج عن المعدلات أو المتوسطات المألوفة وتاريخ رصد كل حالة منها^(١):

تسجيل الحالة	درجة الحرارة (ف)	الموقع	تاريخ الرصد
١- أعلى درجة حرارة في العالم - ٢- أعلى درجة حرارة في الولايات المتحدة الأمريكية - ٣- أعلى متوسط سنوي للحرارة في العالم	١٣٦ ١٣٤ ٨٨	العزوية - الجماليرية الليبية جرينلاند رانش - كاليفورنيا بلدة لاف - المورمال	١٣ سبتمبر ١٩٣٣ ١٠ يوليو ١٩١٣ (متوسط ١٣ سنة)
٤- أقل درجة حرارة في نصف الكرة الغربي ٥- أقل درجة حرارة في أمريكا الشمالية ٦- أقل درجة حرارة في العالم -	٨٧- ٨١- ١٣٠.٩-	جرينلاند سنجا - هضبة يوكن فيستل - الإتحاد السوفيتي	٦ ديسمبر ١٩٤٩ ٣ فبراير ١٩٤٧ ٢٤ أغسطس ١٩٦٥

Ludlum David, M., "Extremes of heat in U.S.", Weatherwise, vol. 16 Part3 (١) (1963), P.108-129.

تاريخ الرصد	الموقع	درجة الحرارة (°ف)	تسجيل الحالة
١٢ سبتمبر ١٩٢٢	المغربية - الجماهيرية الليبية	١٢٦	١- أعلى درجة حرارة في العالم . ٢- أعلى درجة حرارة في الولايات المتحدة الأمريكية .
١٠ يوليو ١٩١٢	جرينلاند رانش - كاليفورنيا	١٢٤	٣- أعلى متوسط سنوي للحرارة في العالم
(متوسط ١٢ سنة)	بلدة لاف - الصومال	٨٨	٤- أقل درجة حرارة في نصف الكرة الغربي
٦ ديسمبر ١٩٤٩	جرينلاند	٨٧-	٥- أقل درجة حرارة في أمريكا الشمالية
٢ فبراير ١٩٤٧	سناج - هضبة بوزن	٨١-	٦- أقل درجة حرارة في العالم .
٢٤ أغسطس ١٩٦٥	فوسقل - الإتحاد السوفيتي	١٢٦٩-	

التوزيع الجغرافى (الأفقى) للحرارة وخطوط الحرارة المتساوية على سطح الأرض:

يهتم كثير من الباحثين ومن بينهم خاصة عالم المناخ والمتيورولوجى والجغرافى والمهندس المعماري بدراسة متوسطات درجات حرارة الهواء الفصلية والسنوية، وإختلافها من مكان إلى آخر على سطح الأرض. وبغضل إنتشار الأعداد الكبيرة من محطات الرصد الجوى فى جميع أنحاء العالم، تمكن الباحثون من رصد درجات الحرارة لمواقع متعددة من سطح العالم، ثم ربط المواقع التى تتساوى فى قيمها الحرارية بخطوط التساوى الحرارية، وإنشاء ما يعرف باسم خرائط خطوط الحرارة المتساوية Isotherm Maps وعند إنشاء خطوط الحرارة المتساوية ينبغى أن تعمل درجات الحرارة الفعلية التى سجلتها محطات الأرصاد الجوية للمواقع المختلفة بالنسبة لمستوى سطح البحر. وعلى ذلك تضاف ٣,٣° ف إلى درجة الحرارة الفعلية التى سجلتها محطة الرصد الجوى وذلك لكل إرتفاع قدره ١٠٠٠ قدم^(١).

وقد سبقت الإشارة إلى أن تأثير الإشعاع الشمسى^(٢) فى تسخين الهواء الملامس لسطح الأرض يختلف مع دوائر العرض. ومن ثم فإن إنخفاض درجات الحرارة من المنطقة الإستوائية فى إتجاه القطبين تعد من النقاط الهامة فى الدراسات المناخية. ولكن إذا كان هذا هو العامل الوحيد الذى يؤثر فى إختلافات حرارة الهواء على سطح الأرض لكانت خطوط الحرارة المتساوية تقل فى قيمها الحرارية كلما إتجهنا شمالاً أو جنوباً من المنطقة الإستوائية، وأن تكون هذه الخطوط مستقيمة الإمتداد ومتوازية تماماً كما هو الحال بالنسبة لدوائر العرض المختلفة. ولكن على خرائط

(١) فإذا كان المتوسط السنوى لدرجة الحرارة الفعلية لمكان ما، إرتفاعه عن سطح البحر ٢٠٠٠ قدم هو ٦٠ ف، فإن القيمة الحرارية المعدلة لهذا المكان على خرائط خطوط الحرارة المتساوية تكون ٥٦ + ٦٠ = ١١٦ ف.

(٢) راجع من قبل، العوامل التى تؤثر فى قوة الإشعاع الشمسى وخاصة أثر إختلاف طول الليل والنهار، ودرجة ميل الأشعة الشمسية المساقطة على سطح الأرض الكروى، وطول هذه الأشعة ونوعيتها، ودرجة شفافية الجو، ومدى تراكم السحب والمواد المعلقة بالغلاف الجوى.

خطوط الحرارة المتساوية في العالم تظهر هذه الخطوط على شكل منحنيات ذات أقواس محدبة ومقعرة وذلك يرجع إلى تأثيرها بمدى إتساع اليابس والمسطحات المائية، وأثر الغطاءات النباتية، والإرتفاعات الجبلية العالية، والكتل الهوائية الساخنة والباردة، ويمدى تأثير سواحل القارات بكل من التيارات البحرية الباردة والدفيئة^(١) وتتخلص العوامل التي تؤثر في إختلاف درجة حرارة الهواء الملاصق لسطح الأرض من مكان إلى آخر ومن ثم في قيم خطوط الحرارة المتساوية وأشكالها في العالم فيما يلي:

١- مدى القرب عن الدائرة الإستوائية أو البعد عنها، حيث تكون أشعة الشمس عمودية وقصيرة فوق الدائرة الإستوائية. ومن ثم تصبح منطقة الدائرة الإستوائية شديدة الحرارة في حين ينخفض المتوسط السنوي لدرجة حرارة الهواء كلما إتجهنا شمالاً أو جنوباً من منطقة الدائرة الإستوائية. (راجع شكل ٤).

٢- التوزيع غير المنتظم للمسطحات المائية واليابس، ذلك لأن الأرض تكتسب الحرارة بسرعة وتفقدتها بسرعة، في حين أن المسطحات المائية تكتسب الحرارة ببطء وتفقدتها ببطء كذلك. وينتج عن ذلك أن المدى الحرارى (اليومى والفصلى) يكون أكبر على اليابس منه فوق المسطحات المائية، وإن درجات حرارة اليابس أعلى من درجات حرارة المسطحات المائية التي تقع معها على نفس دوائر العرض^(٢). ويعزى الفرق في الإختلافات الحرارية بين المسطحات المائية واليابس إلى ما يلي:

١- أن المياه جسم متحرك وعند تعرضها للتسخين يتكون فيها

a--- Houghton, H. G., "On the annual heat balance of the Northern Hemisphere", Jour. Met. vol. 11 (1954) P.1-9.

b--- Gresswell, R., "Physical geography", Longman (1972) P.41-52.

a--- Petterssen, S., "Meteorology", 3rd edi, Mc Graw-Hill, N. Y. (1969) (٢) P.53-72.

b--- Riehl, H., "Introduction to the atmosphere", Mc Graw-Hill, N. Y. (1972) P.39.

تيارات رأسية وأخرى أفقية تعمل على توزيع الحرارة بالمياه. في حين أن الإشعاع الشمسي الساقط على الأرض يتركز وجوده عند سطح الأرض نفسه ويفقد جزء منه بالإمتصاص، حيث ينتقل قسم بسيط جداً من الإشعاع إلى أسفل سطح الأرض.

ب- حيث إن المياه شفافة، فمن ثم نجد أن الإشعاع الشمسي الساقط فوقها يتساب إلى أعماق بعيدة بخلاف ذلك في حالة سقوطه فوق اليابس المعتم.

ج- إن الحرارة النوعية Specific heat للمياه أعلى من الحرارة النوعية لليابس (أي أن كتلة أو حجم معين من المياه تحتاج إلى حرارة أعلى من تلك التي تحتاجها نفس كتلة الأرض لرفع درجة حرارتها 1°C) وبسبب هذه الاختلافات يتكون في المناطق الداخلية المتسعة من اليابس ما يعرف باسم المناخ القارى Continental Climate، في حين يتكون فوق مناطق السهول البحرية، ومناطق اليابس التي يتداخل فيها الخلجان البحرية بكثرة ما يعرف باسم المناخ البحرى Maritime Climate.

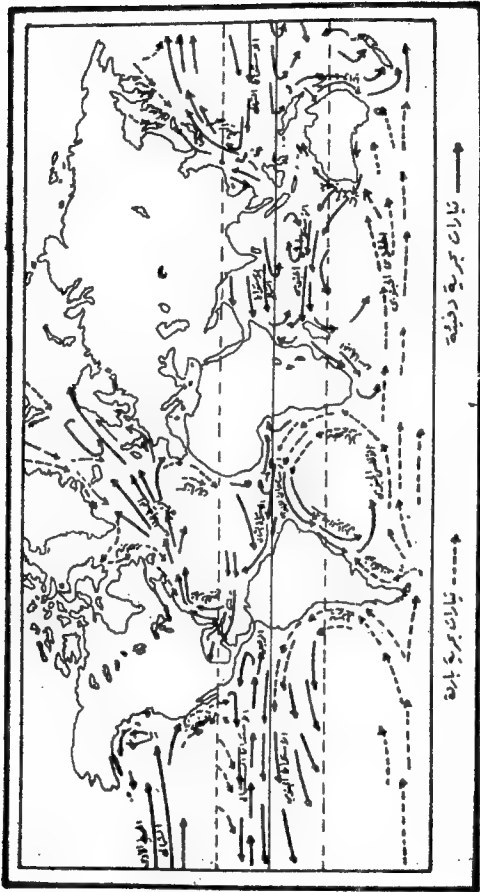
٣- تأثير التيارات البحرية (الأفقية) الباردة والدفيئة في تشكيل درجة حرارة الهواء الملامس لأسطحها. ومن المعلوم أن التيارات البحرية هي مظهر من مظاهر حركة المياه (الرأسية والأفقية) في البحار والمحيطات. وقد كان يظن سابقاً بأن سبب نشوء التيارات السطحية في البحار والمحيطات هو فعل دوران الأرض حول نفسها أو بفعل الرياح. ولكن أوضحت الدراسات الأقيانوغرافية الحديثة بأن الرياح قد تشكل الاتجاه العام الذي تتحرك فيه التيارات البحرية أما النشأة الأصلية لهذه التيارات فإنما يعزى إلى أثر اختلاف درجة حرارة المياه البحرية ونسبة ملوحتها، وكليهما معاً يؤثران في اختلاف كثافة مياه البحر من موقع إلى آخر، وتنتقل مياه البحر الأعلى كثافة إلى تلك الأخرى الأقل منها

كثافة^(١) على شكل تيارات رأسية وأخرى أفقية. وهكذا تنتقل التيارات البحرية الإستوائية الدفيئة (مثل التيار الإستوائى الشمالى و تيار الخليج الدفئ) إلى العروض المعتدلة تبعاً لارتفاع كثافة مياهها (نتيجة لارتفاع درجة حرارة مياهها ومن ثم تركيز الأملاح فيها وارتفاع كثافتها). فى حين تنساب التيارات القطبية الباردة (مثل تيار لبرادو البارد) من المناطق القطبية إلى المناطق المعتدلة الدفيئة أيضاً وذلك تبعاً لارتفاع كثافة مياهها (ولكن هنا نتيجة لارتفاع نسبة ملوحة المياه القطبية، حيث تتجمد مياهها السطحية فى فصل الشتاء، ومن ثم تتركز الأملاح فى المياه السفلية وترتفع نسبة ملوحتها وكثافتها).

ويمسح التيارات البحرية الدفيئة هواء دافئ يلامس سطح مياه البحار، فى حين يمسح التيارات البحرية الباردة هواء بارد ينتقل فوق أسطحها مع حركتها الأفقية فى البحار والمحيطات. وعلى ذلك فعند إنتقال التيارات البحرية فى حركتها الأفقية بجوار سواحل القارات، تشكل الأحوال الطقسية لهذه المناطق الساحلية بأثر فعل كل من الهواء البارد أو الهواء الدافئ المصاحب للتيارات البحرية (شكل ١١). وعلى سبيل المثال تبين أن درجة حرارة السواحل الجنوبية الشرقية للولايات المتحدة الأمريكية ترتفع بأكثر من ١٠°م عنها بالنسبة للسواحل الجنوبية الغربية الواقعة معها عند نفس دوائر العرض، وذلك لأن السواحل الأولى تتأثر حرارتها بمؤثرات تيار الخليج الدفئ والهواء الدفئ المصاحب له، فى حين تتأثر السواحل الثانية بتيار كاليفورنيا البارد والهواء البارد المصاحب له. ومن ثم نلاحظ أن خطوط الحرارة المتساوية على السواحل الجنوبية الشرقية للولايات المتحدة الأمريكية تبدو على شكل منحنيات محدبة الشكل، فى حين تبدو على شكل منحنيات مقعرة الشكل على طول سواحلها الجنوبية الغربية. وتكرر نفس الملاحظة بدرجات مختلفة على

(١) للدراسة التفصيلية راجع:

د. حسن أبو العينين «جغرافية البحار والمحيطات» الإسكندرية - الطبعة الحادية عشر (١٩٩٦)



(شكل ١١) التوزيع الجغرافي للتيارات البحرية السطحية

طول سواحل قارات العالم التى تتأثر بأى من التيارات البحرية الدفيئة أو الأخرى الباردة.

٤- أثر الغطاء النباتى: حيث يساعد هذا الغطاء على تعديل درجة حرارة الهواء الملاصق لسطح الأرض، وفى المناطق الجرداء الخالية من النبات تسقط الأشعة الشمسية مباشرة فوق سطح الأرض، ويمتص بعض هذه الأشعة فى حين يردت بعضها الآخر على شكل إشعاع أرضى ويعمل على تسخين الهواء الملاصق لسطح الأرض. أما النباتات الكثيفة فإنها تنظم عملية تساقط الأشعة الشمسية فوق سطح الأرض، وتعديل من درجات الحرارة حيث تمتص النباتات الطبيعية بعض الأشعة الساقطة وتلطف حرارة الجو بفعل النتج.

٥- أثر الارتفاع عن سطح الأرض: فقد سبقت الإشارة من قبل إلى أن حرارة الهواء تستمد أساساً من الإشعاع الأرضى الناتج بعد انعكاس الإشعاع الشمسى على سطح الأرض. ويكتسب الهواء حرارته بفضل الغبار والمواد العالقة فيه والغازات الثقيلة منه مثل ثانى أكسيد الكربون وبخار الماء وتعمل هذه المواد جميعاً على امتصاص الحرارة وبالتالي رفع درجة حرارة الهواء الملاصق لسطح الأرض. أما إذا إنخفضت نسبة وجود هذه المواد كما هو الحال فى طبقات الجو العليا وعند المناطق الجبلية المرتفعة والتى لا يتمثل عندها سوى الغازات الخفيفة. فإن هذه الأخيرة لا تؤدى إلى ارتفاع درجة حرارة الهواء.

وعلى ذلك تبين أن تسخين الهواء أو الغلاف الغازى فى طبقة التروبوسفير يتم من أسفل إلى أعلى وكذلك تبين أن درجة الحرارة تقل بمعدل 1°C لكل ١٥٠ م (أى 2.3°C لكل ١٠٠٠ قدم) وهكذا يتضح أن درجة حرارة الهواء عند أقدام الجبال أعلى بكثير من الحرارة عند قممها العالية، بل قد يتكون فى هذه الأماكن الأخيرة القمم الثلجية ولكن قد تتكون أحياناً ظروف محلية تغير من نظام الحرارة الرأسى بحيث ترتفع درجة الحرارة كلما ارتفعت إلى أعلى وهذه الحالة التى تعرف باسم «الإنقلاب الحرارى».

٦- أثر الكتل الهوائية؛ حيث تعمل الكتل الهوائية الباردة على إنخفاض درجة حرارة الهواء فى المناطق التى تنساب إليها، بينما تعمل كتل الهواء الساخنة على إرتفاع درجة حرارة الهواء فى المناطق التى تنساب إليها، والكتلة الهوائية عبارة عن كتلة من الهواء متجانسة الخصائص الطبيعية بدرجة كبيرة وتنساب من منطقة إلى أخرى تبعاً لتباين مناطق الضغط.

٧- أثر الرياح المحلية؛ فإن بعض أجزاء سطح الأرض تتأثر بأنواع متعددة من الرياح المحلية التى يقتصر هبوبها على مناطق محدودة من سطح الأرض. وهذه الرياح المحلية يشتد هبوبها خلال أوقات معينة من السنة، ومنها رياح باردة تؤدي إلى زيادة بروة الهواء فى حين أن بعضها الآخر قد تكون رياح دفيئة تؤدي إلى زيادة إرتفاع درجة حرارة الهواء فى المناطق التى تهب عليها.

٨- أثر الإنخفاضات الجوية والإرتفاعات الجوية؛ حيث قد تتشكل أجزاء من سطح الأرض بظروف الطقس والمناخ المتغيرة نتيجة لتأثر هذه الأجزاء بفعل الإرتفاعات والأعاصير أو المنخفضات الجوية. وهذه الأخيرة تؤدي إلى عدم إستقرار ظروف الطقس وبالتالي تغير درجة حرارة الهواء من ساعة إلى أخرى ومن يوم إلى آخر.

ونتيجة لاختلاف درجات الحرارة من مكان إلى آخر على سطح الأرض قسم علماء المناخ سطح العالم إلى مناطق أو نطاقات حرارية عامة تشتمل على ما يلى:

أ- النطاق الإستوائى:

وهو النطاق الذى يضم الأرض الواقعة إلى شمال الدائرة الإستوائية جنوبها بنحو خمس درجات عرضية^(١). ويتميز هذا النطاق بإرتفاع درجة حرارة الهواء فيه طول العام تبعاً لتعامد الشمس عليه معظم

(١) راجع الدراسة التفصيلية للأقاليم المناخية فى الفصل الثالث عشر من هذا الكتاب.

أوقات السنة. ويتمثل فيه قمتان حراريتان خلال فصل الربيع والخريف (فترة الاعتدالين) ولا تقل درجة حرارة أى شهر من شهور السنة عن 68°ف ، ولا يزيد المدى الحرارى السنوى عن 5°ف .

ب- النطاق المدارى:

ويضم هذا النطاق المناطق المحصورة بين مدارى الجدى والسرطان ($23,5^{\circ}$ شمالاً وجنوباً)، ويتميز بارتفاع درجة حرارة الصيف (تبعاً لتعامد الشمس) عن درجة حرارة الشتاء، وتتراوح درجة الحرارة فيه من 55°ف شتاءً إلى أكثر من 68°ف صيفاً، ومن ثم يزيد المدى الحرارى الفصلى فيه عن 15°ف .

ج- النطاقات المعتدلة:

وتشمل المناطق الواقعة فيما وراء المدارين حتى دائرتى عرض $66,5^{\circ}$ شمالاً وجنوباً. وتختلف فيها درجات الحرارة من الصيف إلى الشتاء. ففى خلال فصل الشتاء قد تنخفض درجة الحرارة إلى أقل من 50°ف ، فى حين ترتفع درجة الحرارة خلال فصل الصيف وتتراوح عامة من 50° إلى 68°ف .

د- النطاق البارد أو القطبى:

ويقع هذا النطاق فيما وراء دائرتى عرض $66,5^{\circ}$ شمالاً وجنوباً. ويتميز مناخ هذا النطاق بشدة برودته خاصة خلال فصل الشتاء، وتتراوح درجة الحرارة فيه من 50° إلى 68°ف خلال شهور الصيف فقط، فى حين تنخفض درجة الحرارة عن 50°ف خلال بقية أشهر السنة بل قد تنخفض درجة الحرارة عن الصفر المئوى خلال شهرين على الأقل خاصة من أشهر الشتاء.

خطوط الحرارة المتساوية فوق سطح العالم خلال فصل الصيف الشمالى:

عندما تتعامد الشمس على مدار السرطان خلال فصل الصيف الشمالى (الشتاء الجنوبى) ترتفع درجة حرارة اليابس كثيراً عن درجة

حرارة المسطحات المائية المجاورة والتي تقع عند نفس دوائر العرض، وذلك تبعاً لاكتساب اليابس الحرارة بسرعة وفقدانها بسرعة كذلك كما سبقت الإشارة من قبل. ومن ثم ترتفع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح أواسط آسيا خلال هذا الفصل، حيث يتركز فوقها خط الحرارة المتساوي 80°F وقد ترتفع درجة الحرارة في بعض المناطق كما هو الحال في شرقي أفغانستان وأواسط إيران إلى نحو 100°F ومن دراسة خريطة خطوط الحرارة المتساوية في العالم خلال فصل الصيف الشمالي (شكل ١٢)، نلاحظ أن الصحراء الكبرى في شمال أفريقيا تمثل فوقها خط 100°F ، ويقع القسم الكبير من صحاري البلاد العربية في شمال أفريقيا وجنوب غربي آسيا داخل إطار خط الحرارة المتساوي 90°F . أما صحراء أريزونا ونيفادا (جنوب غرب الولايات المتحدة الأمريكية) فيكاد ينحصر القسم الأكبر من أراضيها داخل إطار خط الحرارة المتساوي 80°F . وترتفع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح صحراء موجاف خلال فصل الشتاء إلى نحو 90°F (١).

وتنخفض درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض بالمناطق الجبلية المرتفعة (كما هو الحال في شمال غرب قارة أمريكا الشمالية حيث تصل درجة الحرارة هنا إلى 60°F ، وتبلغ في أواسط أوروبا نحو 60°F وفي مرتفعات أطلس بشمال غرب إفريقيا نحو 70°F . ومن دراسة خطوط الحرارة المتساوية خلال هذا الفصل كذلك، نلاحظ أن حرارة الهواء الملامس لسطح اليابس في نصف الكرة الجنوبي يعد أبرد من مثيله في مناطق نصف الكرة الشمالي والواقع عند نفس دوائر العرض، ويعزى ذلك إلى تعامد الشمس على مدار السرطان في نصف الكرة الشمالي من ناحية وإلى قلة إتساع اليابس وزيادة إتساع المسطحات المائية بنصف الكرة الجنوبي من ناحية أخرى. كما يلاحظ كذلك أن خطوط الحرارة المتساوية

(١) Trewartha, G. T., "An introduction to Climate", Mc Graw-Hill, N. Y. (1954) P.33-38.

في العروض المعتدلة فيما وراء مدار الجدى في نصف الكرة الجنوبي (على سبيل المثال خطوط الحرارة المتساوية 60°ف ، 50°ف ، 40°ف ، 30°ف) تبدو أعلى إستقامة في إمتدادها عن مثيلتها التي تقع فيما وراء السرطان في نصف الكرة الشمالي. ويرجع ذلك إلى زيادة إمتداد المسطحات المائية في نصف الكرة الجنوبي، في حين تتشكل خطوط الحرارة المتساوية -التي سبقت الإشارة إليها- في نصف الكرة الشمالي خلال هذا الفصل بتأثير المرتفعات الجبلية والغطاءات النباتية واليابس المتسع، وبالتيارات البحرية وبالكتل الهوائية المختلفة الخصائص الطبيعية، ومن ثم تبدو خطوط الحرارة هنا أقل إنتظاماً كما تكثر إنحناءاتها وتعارضها عن مثيلتها في نصف الكرة الجنوبي^(١).

خطوط الحرارة المتساوية فوق سطح العالم خلال فصل الشتاء الشمالي:

عندما تتعامد الشمس على مدار الجدى خلال فصل الشتاء الشمالي (الصيف الجنوبي) ترتفع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح اليابس في نصف الكرة الجنوبي ولكن بدرجة أقل عما هو عليه بالنسبة لليابس في نصف الكرة الشمالي خلال فصل الصيف الشمالي. وتعد مناطق العروض المدارية في شمال غرب أستراليا وجنوب غرب أفريقيا وأواسط أمريكا الجنوبية أشد المناطق حرارة في نصف الكرة الجنوبي حيث تتراوح متوسطات درجة حرارة هذه المناطق خلال هذا الفصل من 80°ف إلى 95°ف .

وبالنسبة لسطح اليابس في نصف الكرة الشمالي يلاحظ أنه يبرد بسرعة خلال هذا الفصل (تبعاً لاتساع اليابس خاصة في المناطق القارية الواسعة والبعيدة عن المؤثرات البحرية)، وتعد مناطق شمال شرق آسيا وجرينلند وشمال أمريكا الشمالية من أبرد مناطق العالم خلال هذا الفصل. فتبلغ متوسط درجة الحرارة في شمال شرق آسيا نحو 50°ف

(١) Byers, H. R., "General meteorology", Mc Graw-Hill, N. Y, 3rd edi (1959) P.58-59.

وفى جرينلاند نحو -٤٠°ف، وفى شمال أمريكا الشمالية نحو -٢٠°ف. وعلى ذلك يرتفع المدى الحرارى السنوى لهذه المناطق القارية (من ٤٠°ف إلى ٨٠°ف) إذا ما قورن بالمدى الحرارى السنوى بالنسبة للأقاليم الساحلية التى تتأثر بالموثرات البحرية.

ومن دراسة خريطة خطوط الحرارة المتساوية للعالم خلال فصل الشتاء الشمالى (شكل ١٢) يتضح أن خط الحرارة المتساوى ٧٠°ف يكاد يتمشى مع مدار السرطان (٢٣,٥°شمالاً). ونادراً ما ترتفع درجة حرارة أى منطقة من سطح الأرض فى نصف الكرة الشمالى وتقع فيما وراء دائرة عرض ٣٠°شمالاً عن ٧٠°ف. كما يتبين كذلك بأن خطوط الحرارة المتساوية ٥٠°ف، ٤٠°ف، ٣٠°ف، ٢٠°ف، ١٠°ف عند إقترابها من السواحل الغربية لقارة أوربا، تتميز بمنحنياتهما المحدبة الشكل تبعاً لتأثير فعل تيار المحيط الأطلسى الدافئ الذى يرفع نسبياً من درجة حرارة هواء المناطق الساحلية لغرب أوربا خلال هذا الفصل. فى حين تتميز نفس هذه الخطوط الحرارية المتساوية السابقة فوق قارتى آسيا وأمريكا الشمالية، بمنحنياتهما المقعرة، وهذا يرجع إلى برودة الهواء الملامس لسطح اليابس المتسع من جهة أخرى وإلى تأثير الكتل الهوائية القطبية الباردة على هذه المناطق خلال فصل الشتاء الشمالى من جهة أخرى.

وقد يهتم الجغرافى إلى جانب دراسته لخرائط خطوط الحرارة المتساوية القيام بإنشاء خرائط أخرى توضح الأقاليم الحرارية فى العالم على أساس القيمة الفعلية لدرجات الحرارة، أو إنشاء خرائط الترحزح أو الميل الحرارى Temperature Anomalies. ويقصد بذلك تحديد مدى إنحراف خط الحرارة المتساوى لمنطقة ما عن متوسط حرارة دائرة العرض التى تقع عليه تلك المنطقة. وعلى ذلك ينبغى أن يحدد الباحث فى البداية متوسط درجة حرارة كل دائرة عرض فى المنطقة التى يقوم بدراستها (قد تكون جزءاً من دولة أو جزءاً من قارة أو العالم كله) ثم يحسب الباحث بعد ذلك مدى إنحراف متوسط درجة حرارة كل من المواقع المختلفة بالنسبة لمتوسط حرارة دائرة العرض التى تقع عليه تلك المواقع، وعند ربط أو



(شكل ١٢) التوزيع الجغرافي لخطوط الحرارة المتساوية في العالم

خلال شهر يوليو (الصيف الشمالي)



(شكل ٦٣) التوزيع الجغرافي لخطوط الحرارة المتساوية في العالم

خلال شهر يناير (الشتاء الشمالي)

إيصال نقاط الإنحراف الحرارى التى قد يكون تزعزعها موجباً (أعلى حرارة) أو سالباً (أقل حرارة) عن درجة حرارة دائرة العرض، يتكون ما يعرف باسم خطوط الميل أو التزعزح الحرارى^(١). Isonomalous Lines.

التغير الرأسى فى درجة حرارة الهواء: Lapse rate .

لا يقتصر إختلاف قيم درجات حرارة الهواء على تنوعها أفقياً من مكان إلى آخر على سطح الأرض، بل تختلف هذه القيم كذلك رأسياً، أى فى نفس المكان الواحد ولكن على إرتفاعات مختلفة. وكما سبقت الإشارة من قبل، فإن درجة حرارة الهواء تنخفض رأسياً كلما إرتفعنا من سطح الأرض. وتتمثل الأدلة على ذلك فى تكوين القلنسوات الثلجية وخط الثلج الدائم فوق القمم الجبلية العالية على الرغم من أن مواقعها أقرب إلى مصدر الإشعاع الشمسى من سطح الأرض المنخفض الواقع حولها وقد تبين كذلك أن إختلاف درجة الحرارة المرتفعة للهواء الملاصق لسطح الأرض عند حرارته المنخفضة فى الطبقات العليا من التروبوسفير إنما يرجع أساساً إلى أثر فعل الإشعاع الأرضى الذى يقوم بتسخين الهواء الملاصق لسطح الأرض من أسفل إلى أعلى وكذلك بمساعدة وجود الغبار وبخار الماء وثنائى أكسيد الكربون. وعلى ذلك تنخفض درجة حرارة الهواء كلما إرتفعنا إلى أعلى تبعاً لتأثير الإشعاع الأرضى ونقص نسبة وجود الأتربة الدقيقة للحجم وبخار الماء من جهة وتخلخل الهواء فى الطبقات العليا من التروبوسفير من جهة أخرى^(٢)

وقد أكدت أجهزة الرصد الجوى الحديثة للطبقات العليا من التروبوسفير (باستعمال الطائرات الورقية Kites وبالونات Ballons والطائرات والصواريخ والراديو سوند - المسبار الجوى والأقمار الصناعية المناخية «المتيوسات») إنخفاض درجة الحرارة كلما ارتفعنا من أسفل إلى

(١) د. همى ملائى أبو العطا «الطقس والمناخ» الإسكندرية (١٩٧٠) ص ٦٨

(٢) a--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology". Prentice-Hall, N. J., 2ed (١٩٦٦) P.34.

b--- Blair, T. A., "Weather elements". Prentice-Hall, N. J. (1959) P.73-75.

أعلى في طبقة التروبوسفير، بل حتى الأطراف العليا لطبقة الستراتوسفير Tropopause، ويقدر العلماء هذا الانخفاض بنحو 2.3°C لكل ارتفاع قدره ١٠٠٠ قدم. ويطلق على معدل إنخفاض درجة الحرارة راسياً مع الارتفاع تعبير معدل التبريد الذاتى Adiabatic cooling. ويختلف قيمة هذا المعدل وفقاً للخصائص الطبيعية للهواء، حيث يرتفع معدل الانخفاض في درجة الحرارة كلما تميز الهواء بالجفاف، وتقل قيمته إذا ما كان الهواء رطباً. ويشير المتيورولوجيون إلى هذا الهبوط أو الانخفاض الرأسى (مع الارتفاع) التدريجى في درجة الحرارة باسم معدل الهبوط الرأسى العادى في درجة الحرارة Normal Lapse rate وهذا ينبغي أن نشير إلى أن هذا الانخفاض الرأسى التدريجى لاي مكان على سطح الأرض وفي أى وقت أما إذا أجريت دراسات متيورولوجية تفصيلية لمكان محدد، ورصدت درجات معدل حرارة الهواء وتغيرها رأسياً فوق هذا المكان خلال زمن معين كذلك، فيعرف معدل الهبوط أو الإحفاض الرأسى في درجة حرارة الهواء في هذه الحالة باسم معدل الإنخفاض الحرارى الرأسى الفعلى Actual Lapse rate

وفي بعض الحالات الشاذة عند دراسة الإحفاض الرأسى التدريجى في درجة حرارة الهواء بطبقة التروبوسفير فوق مكان معين قد لا تنخفض الحرارة فعلاً مع الارتفاع بل قد تكون درجات حرارة الهواء شبه متشابهة وهنا يطلق على معدل الإحفاض الفعلى الرأسى لدرجة الحرارة تعبير معدل خط الحرارة الرأسى المتساوى Isothermal lapse rate، ومثل هذه الحالات المحلية لا تتمثل إلا في مناطق محدودة المساحة جداً من الهواء وخلال فترات وقتية قصيرة، تزول بمجرد روال تلك المؤثرات المناخية (شكل ١٤).

وقد ينجم عن فعل بعض الظروف الجوية في الطبقات السفلى من التروبوسفير إنقلاب حالة الإنخفاض أو الهبوط الرأسى للعلم في درجة الحرارة Reversal of the normal lapse rate، أو بمعنى آخر قد ترتفع

درجة الحرارة رأسياً كلما إرتفعنا من سطح الأرض بالنسبة لمكان معين خلال وقت معين كذلك. وهذا ما يطلق عليه المتيورولوجيون تعبير الانقلاب الحرارى A temperature inversion. ويصبح المعدل الرأسى لانخفاض درجة الحرارة مقلوباً^(١) Inverted lapse rate ومن بين الظروف الجوية التى تساعد على حدوث الانقلاب الرأسى الحرارى ما يلى:

١- برودة الهواء الملاصق لسطح الأرض بدرجة كبيرة نتيجة لزيادة الإشعاع الأرضى. وهذا يحدث عادة فى الليالى الصافية Clear nights وخاصة فى العروض العليا. وتلاحظ عمليات الانقلاب الحرارى الرأسى فى المناطق القطبية وعند الأسطح المغطاة بالثلج حيث يرتد الإشعاع الشمسى بشدة فوق الأسطح الثلجية، وينجم عن ذلك إنخفاض درجة حرارة الهواء الملاصق لهذه الأسطح الثلجية فى حين ترتفع درجة الحرارة كلما إرتفعنا إلى أعلى من هذه الأسطح وقد يستمر هذا الإرتفاع الحرارى لمسافة رأسية تبلغ عدة مئات من الأمتار.

٢- فى حالة حدوث نسيم الجبل ونسيم الوادى حيث ينساب من عند أعالى السفوح الجبلية الهواء العلوى البارد الأكثر كثافة والأثقل وزناً، ويتجه هذا الهواء إلى بطون الأودية، فى حين يندفع الهواء الساخن الأقل كثافة من باطن الوادى إلى أعلى. وعلى ذلك ترتفع فى هذه الحالة درجة الحرارة كلما إرتفعنا من بطون الأودية إلى المنحدرات العليا. وقد إستفاد زراع الأشجار المثمرة فى مثل هذه المناطق الجبلية من هذه الظاهرة الطبيعية، حيث يقومون بزراعة الأشجار فوق المنحدرات الجبلية وليس فى أراضية الأودية النهرية الجبلية.

٣- قد تحدث حالة الانقلاب الحرارى الرأسى أيضاً عند إصطدام كتلتين هوائيتين مختلفتين^(٢) من حيث خصائصهما الطبيعية، فينسحب

(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. 2ed edi (1966) P.36.

(٢) راجع موضوع الكتل الهوائية فى هذا الكتاب.

الهواء البارد الأكثر كثافة إلى أسفل في حين يصعد الهواء الساخن الأقل كثافة إلى أعلى. ويطلق على المنطقة الحدية الفاصلة بين مثل هاتين الكتلتين الهوائيتين تعبير الجبهة Front، ويعرف معدل الانقلاب الرأسى فى درجة الحرارة فى هذه الحالة باسم الجبهة المنقلبة Frontal inversion.

وقد يحدث أحياناً مرور كتل هوائية ساخنة فوق هواء مناطق التيارات البحرية الباردة. فيتعرض هذا الهواء الساخن للبرودة التدريجية بفعل عامل التوصيل الحرارى Conduction. وتبعاً لاختلاف الخصائص الطبيعية ودرجة حرارة الكتل الهوائية قد تهبط كتل هوائية باردة وتنزل أسفل الكتل الهوائية الساخنة، وتؤدي إلى حدوث نوع من الانقلاب الرأسى فى درجة الحرارة يعرف باسم «الانقلاب الحرارى الهابط» Subsidence inversion.

وقد وجد الأستاذ تريورثا^(١) Trewartha علاقة مترابطة بين معدل إنخفاض درجة الحرارة رأسياً مع الإرتفاع عن سطح الأرض Lapse rate وبين مدى إستقرار الهواء Stability أو عدم إستقراره. وتتلخص هذه العلاقة فى النقاط التالية:

١- إذا كانت درجة حرارة الهواء تتميز بانخفاضها مع الإرتفاع بمعدل $2,5^{\circ}\text{F}$ لكل 1000 قدم (وفى حالة تشبع الهواء ببخار الماء، أى أن الرطوبة النسبية 100%)، فإن حالة الهواء تكون مستقرة تماماً Absolute stability.

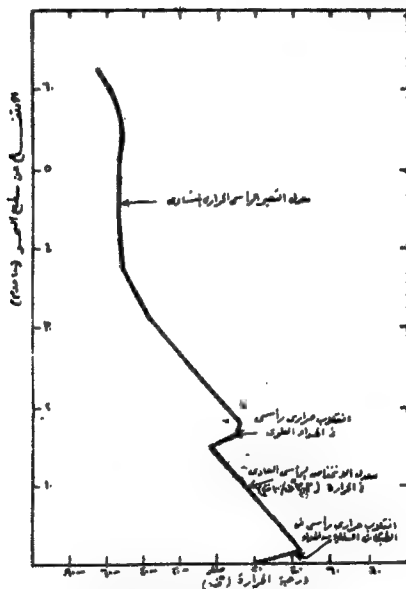
٢- إذا كانت درجة حرارة الهواء تتميز بانخفاضها مع الإرتفاع بمعدل $3,5^{\circ}\text{F}$ لكل 1000 قدم (وفى حالة عدم تشبع الهواء ببخار الماء Dry adiabatic، أى أن الرطوبة النسبية أقل من 100%) فإن حالة الهواء تكون مستقرة Stable.

٣- إذا كانت درجة حرارة الهواء تتميز بإنخفاضها مع الإرتفاع

(١) Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", Mc Graw-Hill, N. Y. (1954) P.128-129.

بمعدل 2.5°C لكل ١٠٠٠ قدم (وفى حالة عدم تشبع الهواء ببخار الماء، أى أن الرطوبة النسبية قد تكون ١٠٠٪ أحياناً وأقل من ١٠٠٪ أحياناً أخرى) فإن حالة الهواء تكون غير مستقرة أحياناً Conditional instability.

٤- وإذا كانت درجة حرارة الهواء تتميز بانخفاضها مع الارتفاع بمعدل يزيد عن 5.5°C لكل ١٠٠٠ قدم وإن الرطوبة النسبية أقل من درجة التشبع (أقل من ١٠٠٪) فإن حالة الهواء تكون غير مستقرة تماماً Absolute instability.



(شكل ١٤) أشكال تغير معدل الإنخفاض الرأسى lapse rate إلى درجة حرارة الهواء حتى منسوب ٦٠,٠٠٠ قدم فوق سطح البحر

الفصل الخامس

الضغط الجوي

يقصد بالضغط الجوي Atmospheric pressure فوق أى نقطة ما من سطح الأرض وزن عمود الهواء الممثل فوق هذه النقطة حتى نهاية الأطراف العليا للغلاف الجوى. ويقدر العلماء وزن عمود الهواء الرأسى للغلاف الجوى فوق مساحة محددة قدرها بوصة مربعة بنحو ١٤,٧ رطلاً. ويعادل هذا الوزن - عند سطح البحر - عموداً من الزئبق ارتفاعه ٧٦ سم (مساحة مقطعه ١ سم^٢) أو ٢٩,٩٢ بوصة أو ١٠١٣٢ ملليميتر^(١) وقد تبين أن وزن الهواء أو الضغط الجوى يختلف من وقت إلى آخر بالنسبة للمكان الواحد، كما يختلف من مكان إلى آخر خلال نفس الفترة الزمنية الواحدة.

ومن بين أهم العوامل التى تؤثر فى إحتلاف مقدار الضغط الجوى^(٢) خاصة عند المستويات الأفقية القريبة من سطح الأرض من درجة حرارة الهواء فقد تبين أن الضغط الجوى يتناسب تناسباً عكسياً مع درجة حرارة الهواء فإذا ما ارتفعت درجة الحرارة يتمدد الهواء إلى أعلى وتقل كثافته ومن ثم يتناقص وزنه وضغطه. والعكس صحيح. حيث إذا ما انخفضت درجة الحرارة يضغط الهواء ويرداد وزنه ويهبط إلى أسفل وعلى ذلك تبين أن من أهم الصفات الطبيعية للهواء هو رداءة توصيله للحرارة حيث تقدر قابلية الهواء لتوصيل الحرارة بنحو جزء من ٢ ألف جزء من قابلية توصيل معدن النحاس للحرارة، وتبلغ الحرارة النوعية للهواء نحو $\frac{1}{4}$ الحرارة النوعية للماء، كما أن الهواء يمكن أن يشغل الحيز الذى يتاح له، وعلى ذلك إذا سمحت الظروف بانتشار الهواء، فإنه

Howard, J., Critchfield, "General Climatology" Prentice-Hall, N J (1966) (١) P.70.

(٢) تبعا لتغير مقدار الضغط الجوى من ساعة إلى أخرى فإن محطات الأرصاد الجوية تقدم بتسجيل مقدار الضغط الجوى ثلاث مرات فى اليوم الواحد وذلك فى الساعة ٨ صباحاً، والساعة ٢ بعد الظهر، والساعة ٨ مساءً.

ينتشر في كل العيز المتاح له وتنخفض درجة حرارته، والعكس صحيح. أما إذا حفظت حرارة الهواء دون تغيير وتعرض للضغط فإن حجمه يتغير ويتناسب تناسباً عكسياً مع ضغطه وعلى ذلك تتضح هذه العلاقة في المعادلة التالية:

$$\text{الضغط} \times \text{الحجم} = \text{عدد ثابت} \times \text{درجة الحرارة المطلقة.}$$

وحيث إن الجو الجاف يعد غازاً متماثل الصفات، فإنه يتبع قانون الغازات الذي يرتبط فيه الضغط مع درجة الحرارة والكثافة^(١) كما يلي:

$$\frac{\text{الضغط}}{\text{درجة الحرارة}} = \text{عدد ثابت} \times \text{الكثافة}$$

كما ينخفض مقدار الضغط الجوي كذلك مع الارتفاع رأسياً صرب الطبقات العليا من التروبوسفير. وعلى الرغم من إنخفاض درجة حرارة هذه المناطق العليا من الغلاف الجوي إلا أن الضغط الجوى عندها ينخفض وزناً كذلك، ويعزى ذلك إلى نقص مكونات الهواء من الغازات الثقيلة وخفة وزنه وقلته إنضفاط الهواء وتخلخله عند هذه الارتفاعات العالية. وعند صعود بخار الماء من سطح الأرض إلى أعلى (بعد عمليات التبخر من المسطحات المائية الواسعة) وتجمعه في الطبقات العليا من التروبوسفير، ينخفض مقدار الضغط الجوي مع الارتفاع الرأسى وكذلك مع زيادة نسبة وجود بخار الماء. ويلاحظ أن بخار الماء العالق في الهواء يعد أخف وزناً منه. أى أن زيادة كمية بخار الماء في الهواء تؤدي إلى إنخفاض مقدار ضغط الهواء وخفة وزنه. وتؤثر هذه العوامل في إختلاف مقدار الضغط الجوي من مكان إلى آخر على سطح الأرض وكذلك في التغير الرأسى لمقدار الضغط الجوي على طول قطاع رأسى لعمود الهواء في طبقة التروبوسفير. وتتشكل حركة الرياح تبعاً لاختلافات الضغط الجوي، حيث

(١) صندوق جازم، صندوق الموروث والوراثة (١٩٤٦) ص ٦١.

تنتقل الرياح من مراكز الضغط الجوى المرتفع وتتجه صوب مراكز الضغط الجوى المنخفض.

طرق وأدوات قياس الضغط الجوى، Measurement of atmospheric pressure

ترجع بداية عمليات قياس الضغط الجوى إلى مجهودات العالم نورشيللى Torricelli الذى نجح فى قياس مقدار الضغط الجوى عام ١٦٤٨ باستخدام أنبوبة زجاجية رأسية ذات فتحة واحدة، ممتلئة بالزئبق ومنكسة عند فتحها فى حوض به زئبق أيضاً. فعندما يضغط الهواء الخارجى سطح الزئبق فى الحوض، يهبط الزئبق فى الأنبوبة الرأسية الزجاجية إلى أسفل. ويقاس مقدار الفراغ الذى يتركه الزئبق الهابط فى الأنبوبة الرأسية يستدل على مقدار الضغط الجوى^(١). وبعد تكرار هذه التجربة فى مناطق مختلفة المنسوب والتضرس من سطح الأرض أكد العالم بسكال Pascall فى عام ١٦٥٤ بأن مقدار الضغط الجوى يقل مع الإرتفاع عن سطح الأرض، وأن هواء الطبقات العليا أخف وزناً وأقل ضغطاً من هواء الطبقات السفلى من الغلاف الجوى، كما وأن وزن الهواء عند سطح البحر يعادل عموداً من الزئبق إرتفاعه ٧٦ سم^(٢) ومساحة مقطعه ١ سم^٢.

ويقاس الضغط الجوى فوق أى نقطة ما من سطح الأرض بصورة دقيقة للغاية بواسطة البارومتر الزئبقى Mercurial barometer بل إنه عند استخدام الأجهزة الحديثة المتقدمة ينبغى فى البداية التحقق من دقة عمليات قياسها للضغط الجوى بمقارنة قراءاتها وموازنتها بقراءات البارومتر الزئبقى. ويشبه التركيب العام لبارومتر الزئبقى نفس جهاز نورشيللى القديم، ويتركب الجهاز من أنبوبة زجاجية يبلغ طولها حوالى متر واحد مساحة مقطعه ١ سم^٢، وطرفها العلوى مغلق والسفلى مفتوح

a--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. (١) (1966) P.71.

b--- Willet, H. C "Descriptive meteorology", N. Y. (1944) P.52.

Petterssen, S., "Introduction to meteorology", Mc Graw-Hill, N. Y., 3rd edi. (٢) (1969) P.5.

وتوضع ماسورة من النحاس مدرجة من أعلى وينزل عليها ورنية لدقة القراءة. ويثبت في الجهاز ترمومتر حرارى لرصد درجة الحرارة وقت رصد الضغط الجوى. فإذا زاد الضغط الجوى على سطح الحوض ارتفع الزئبق فى الأنبوبة الرأسية والعكس صحيح^(١). ومن أشهر أنواع البارومتر الزئبقى ذلك الذى يعرف باسم «فورتن» Fortin-type mercurial barometer. وبارومتر فيوس Fuess (لوحه ٥).

وقد تبين أن مقدار الضغط الجوى الواقع على مساحة قدرها ١ سم^٢ عند مستوى سطح البحر - يتناسب وزنه مع عمود من الزئبق طوله ٧٦ سم ومساحة مقطعه ١ سم^٢. ولكن إذا ما زاد الضغط الجوى يرتفع العمود الزئبقى ويقرأ مقدار ارتفاعه عن المعدل لوزنه العادى بواسطة ورنية تتحرك على مسطرة مدرجة مثبتة خلف العمود الزئبقى فى الجهاز. ويمكن قراءة المسطرة المدرجة بدقة تصل إلى $\frac{1}{100}$ من البوصة. وتختلف قراءات الضغط الجوى من محطة رصد جوى إلى أخرى وذلك يرجع إلى مدى ارتفاع محطات الرصد الجوى من مستوى سطح البحر. وعلى ذلك فإنه قبل إنشاء خرائط خطوط الضغط الجوى المتساوية Isobar maps لابد أن تعدل قراءات الضغط الجوى بالنسبة لمقدار الضغط الجوى عند مستوى سطح البحر Sea level pressure. وعلى ذلك فإنه يفترض عند عمليات قياس الضغط الجوى بالبارومتر الزئبقى أنه يرمز إلى وزن الهواء الواقع فوق عمود الزئبق وإمتداده إلى أسفل (من موقع نقطة الرصد) حتى مستوى سطح البحر.

وفى بعض الحالات التى يصعب فيها استخدام البارومتر الزئبقى قد يستخدم جهاز آخر يعرف باسم البارومتر المعدنى أو اللاسائلى أو بارومتر انرويد Aneroid barometer. ويتركب هذا الجهاز من علبة معدنية مفرغة

a--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. (١) (1966) P.71.

ب- محمود حامد محمد «الظواهر الجوية فى القطر المصرى» القاهرة (١٩٢٧) ص ٥٩-٦٠.

ج- محمود حامد محمد «المتغيرات الجوية» القاهرة (١٩٦٦) ص ٢٧-٢٨.



(لوحة ٥) البارومتر الزئبقى

جزئياً من الهواء Sylphon cell ومحكمة الإقفال ولها سطح رقيق قابل للإثناء إذا ما تعرض لضغط الهواء، والعلبة سلك زنبركى شديد الحساسية ويتأثر بسرعة لأى تغيرات تحدث فى وزن الهواء الواقع بجواره. فإذا زاد الضغط الجوى الخارجى، يضغط الهواء بدوره على سطح العلبة المفرغة تماماً من الهواء فتتضغط جدرانها إلى الداخل أما إذا قل ضغط الهواء تتمدد جدران العلبة إلى الخارج، ويوضح هذه التغيرات مؤشر يتحرك على قرص دائرى مقسم إلى وحدات (سنتيمترات أو بوصات أو

ملليبارات)، ليوضح مقدار التغير في الضغط الجوي^(١). (لوحة ٦)



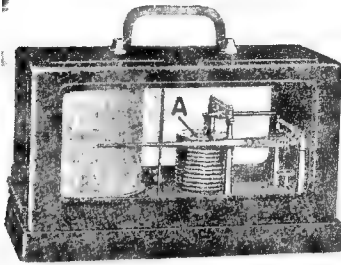
(لوحة ٦) - جهاز أنرويد للضغط الجوي (لاحظ أن الوعاء المعد مفرغ جزئياً من الهواء ويشير المؤشر إلى أن درجات الضغط بالبروصات والملليبارات)

ب- جهاز أنرويد للضغط الجوي من الداخل (لاحظ العلبة المعدنية الرقيقة القابلة للانثناء عند ضغط الهواء عليها).

وفي محطات الأرصاد الجوية يسجل الضغط الجوي مباشرة باستخدام الباروجراف Barograph. ويتركب هذا الجهاز كمثل البارومتر المعدني من علبة مفرغة جزئياً من الهواء - وأحياناً من عدة علب متجاورة - Syphon cells، وتصنع جدران العلبة من معادن مرنة ورقيقة جداً وتتقعر أسطحها تقعرأ يتناسب مع زيادة أو تناقص الضغط الجوي، وتتصل العلبة -أو العلب- بعدة روافع تنتهي كلها بذراع متصل به ريشة بها حبر لتسجيل منحنيات الضغط الجوي على ورقة رسم بياني خاصة ملفوفة

(١) Cresswell, K. R., "Physical geography", Longman (1972) P.7.

حول إسطوانة تحركها ساعة بداخلها (لوحة٧). رأى أن تركيب إسطوانة الباروجراف يشبه تماماً نفس تركيب إسطوانة الترموجراف). وفى بعض الأحيان يزود جهاز الباروجراف بأكثر من ذراع حتى يمكن تسجيل التغيرات فى مقدار الضغط الجوى فى عدة منحنيات للمقارنة فيما بينها^(١). ويعرف الجهاز فى هذه الحالة باسم الباروجراف الدقيق التسجيل Microbarographs.



(لوحة٧) جهاز الباروجراف لقياس وتسجيل الضغط الجوى

مقاييس الضغط الجوى: Pressure Scales

يقسم عمود الزئبق فى البارومتر الزئبقى إلى أجزاء الوحدات المترية حيث يكون الضغط الجوى العادى فيه ٧٦ سم. كما يستخدم المتيورولوجيون إلى جانب ذلك، مقياس المليلبار^(٢) Millibar الذى شاع استخدامه فى خرائط «مكتب الطقس» U.S. Weather Bureau فى

^(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. (1966) P.72.

^(٢) Conrad, V. "Fundamental of physical Climatology", Harvard Univ., Milton, Mass (1942) P/32.

الولايات المتحدة الأمريكية منذ عام ١٩٤٠. والمليبار هي عبارة عن الوحدة الديناميكية لقوة الضغط التي تقع على مساحة قدرها ١ سم^٢ وتعادل $\frac{1}{1000}$ من البار Bar. ويمثل المليبار قوة ١٠٠٠ دايين Dyne لكل ١ سم^٢ (١). وعند قياس الضغط الجوى يجب أن نضع فى الاعتبار أن:

- أ- كل مليبار واحد يعادل ٢٩٥٢٩٩ بوصة من الزئبق.
- ب- كل بوصة زئبق واحدة تعادل نفس الضغط الجوى عند ٣٣,٨٦٣٩٥ مليبار.
- ج- مقدار الضغط الجوى العادى عند سطح البحر هو ١٠١٣,٢ مليبار.

وعلى ذلك فإن العمود الزئبقى الذى يمثل ثوزن العادى للضغط الجوى عند مستوى سطح البحر يعادل - كما سبقت الإشارة من قبل - ١٤,٧ رطلاً لكل بوصة مربعة أو ٢٩,٩٢ بوصة من الزئبق أو ١٠١٣,٢ مليبار. وقد إتفق المتيورولوجيون على أن مقدار الضغط الجوى العادى عند سطح البحر (١٠١٣,٢ مليبار) يعادل رقم «١» ويعرف هذا الرقم باسم «وحدة الجو» Atmospher فإذا إنخفض الضغط الجوى عن مقدار الضغط الجوى العادى فتكون قيمته أقل من «١ جو» فى حين إذا إرتفع الضغط الجوى عن مقدار الضغط الجوى العادى تكون قيمته أكبر

(١) دايين Dyne: وحدة أساسية صغيرة جداً لقياس القوة فى النظام المترى وهى تساوى القوة غير

الموازنة التى أثرت فى كتلة قدرها جرام واحد أكسبتها عجلة قدرها سنتيمتر فى الثانية، ولاحظ أن:

النيوتن = ١٠٠ مليبار

المليبار = ١٠٠٠ دايين

النيوتن = ١٠٠,٠٠٠ دايين

راجع:

١- د. أحمد رياض تركى «المعجم العلمى المصور» - دار المعارف (١٩٦٣) ص ١٩٥.

ب- محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص ١٤٥.

من ١٠ جوء ويوضح الجدول الآتى مقارنة لبعض قيم الضغط الجوى بالمقاييس المختلفة^(١).

الرقم الجوى المصطلح عليه (جر) atmosphere	سنتيمترات	بوصات	مليمبار
٠,٩٢٦	٧٠,٥١	٢٧,٧٦	٩٤٠
٠,٩٢٧	٧١,٢٥	٢٨,٠٥	٩٥٠
٠,٩٤٧	٧٢,٠١	٢٨,٣٥	٩٦٠
٠,٩٥٧	٧٢,٧٧	٢٨,٦٥	٩٧٠
٠,٩٦٧	٧٣,٥١	٢٨,٩٤	٩٨٠
٠,٩٧٧	٧٤,٢٧	٢٩,٢٤	٩٩٠
٠,٩٨٧	٧٥,٠١	٢٩,٥٣	١٠٠٠
٠,٩٩٧	٧٥,٧٧	٢٩,٨٣	١٠١٠
١,٠٠٠	٧٦,٠٠	٢٩,٩٢	١٠١٣,٢
١,٠٠٦	٧٦,٥٠	٣٠,١٢	١٠٢٠
١,٠١٦	٧٧,٢٧	٣٠,٤٢	١٠٣٠
١,٠٢٦	٧٨,٠٠	٣٠,٧١	١٠٤٠
١,٠٣٥	٧٨,٧٧	٣١,٠١	١٠٥٠

التغير الرأسى للضغط الجوى:

ترتفع كثافة الهواء بالقرب من سطح الأرض وتقل كثافته وينخفض مقدار ضغطه كلما إرتفعنا إلى أعلى فى الطبقات العليا من الغلاف الجوى، ويرجع ذلك كما سبقت الإشارة من قبل إلى إنضغاط الطبقات السفلى من الغلاف الجوى تحت تأثير الكتل الهوائية العلوية، وإلى قلة وزن غازات

(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. (1966) P.73.

الهواء العلوى وتخلخله^(١). وقد تبين أن حوالى نصف كتلة الغلاف الجوى تقع على إرتفاع ١٨,٠٠٠ قدم فقط من سطح البحر، وعلى ذلك فإن مقدار الضغط الجوى عند هذه الإرتفاعات، يبلغ حوالى نصف مقدار الضغط الجوى المقاس عند سطح البحر. كما تتوقف الكثافة الفعلية للهواء على التغير فى درجة حرارته ونسبة رطوبته وأثر فعل الجاذبية الأرضية. وتبعاً لتغير قيم هذه العوامل رأسياً على طول قطاع رأسى فى الغلاف الجوى فإنه من الصعب إيجاد علاقة منتظمة توضح مدى إنخفاض مقدار الضغط الجوى مع الإرتفاع رأسياً عن سطح البحر. ومع ذلك رجح بعض العلماء بأن معدل إنخفاض الضغط الجوى مع الإرتفاع يقدر بنحو $\frac{1}{3}$ من مقدار الضغط الجوى لكل زيادة رأسية قدرها ٩٠٠ قدم (فى نطاق التروبوسفير)، أو بمعنى آخر أن مقدار الضغط الجوى على إرتفاع ٩٠٠ قدم يبلغ نحو $\frac{29}{30}$ من مقدار الضغط الجوى عند مستوى سطح البحر، وإن مقدار الضغط الجوى على إرتفاع ١٨٠٠ قدم يبلغ نحو $\frac{29}{30}$ من مقداره عند منسوب ٩٠٠ قدم فوق سطح البحر. ويوضح الجدول الأتى متوسط مقدار الضغط الجوى (بالمليبار والبوصات) على إرتفاعات رأسية مختلفة من سطح البحر وتحت الظروف الجوية العادية^(٢).

ويلاحظ من دراسة هذا الجدول الإنخفاض الكبير فى مقدار الضغط الجوى كلما إرتفعنا رأسياً عن مستوى سطح البحر^(٣) فإذا كان مقدار الضغط الجوى عند سطح البحر يبلغ ١٠١٣,٢ مليبار (٢٩,٩٢ بوصة) فإنه عند إرتفاع ٥٠٠٠ قدم (من سطح البحر) يبلغ نحو ٨٤٣,١ مليبار (٢٤,٨٩ بوصة) وعند إرتفاع ١٠,٠٠٠ قدم يبلغ نحو ٦٩٦,٩ مليبار (٢٠,٥٨ بوصة)، وعند إرتفاع ٢٠,٠٠٠ قدم يبلغ نحو ٤٦٦,٠ مليبار (١٣,٧٦ بوصة)، وعند إرتفاع ٢٥٠,٠٠٠ قدم ينخفض مقدار الضغط إلى

a--- Kendrew, W. G., "Climatology", 3rd edi Oxford Univ. Press (1949). (١)

b--- Landsberg, H., "Physical Climatology", Pennsylvania (1941).

Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. (1966) (٢)
P.74.

Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.55. (٣)

٠.٢ مليبار (٠.٠٠٠٦ بوصة). ولذلك يصاب كثير من الناس بدوار الجبال Mountain sickness ويسيق التنفس عند صعودهم المناطق الجبلية العالية تبعاً لانخفاض الضغط الجوي وتخلخل الهواء عند هذه الارتفاعات العالية^(١).

الارتفاع عن سطح البحر (قدم)	مقدار الضغط الجوي (مليبار)	مقدار الضغط الجوي (بوصات)
سطح البحر	١٠١٣,٢٥	٢٩,٩٢١
٤,٠٠٠	٨٧٥,١٠٠	٢٥,٨٤٠
٥,٠٠٠	٨٤٣,١١٠	٢٤,٨٩٧
١٠,٠٠٠	٦٩٦,٩٤٠	٢٠,٥٨١
١٥,٠٠٠	٥٧٢,٠٦٠	١٦,٨٩٠
٢٠,٠٠٠	٤٦٦,٠٠٠	١٣,٧٦٠
٢٥,٠٠٠	٣٧٦,٠٠٠	١١,١١٠
٥٠,٠٠٠	١١٦,٦٤٠	٣,٤٤٠
١٠٠,٠٠٠	١١,٠٥٠	٠,٣٢٦
٢٥٠,٠٠٠	٠,٠٢٠	٠,٠٠٠٦

التوزيع الأفقي (الجغرافي) للضغط الجوي على سطح الأرض: Horizontal Pressure Distribution

قد يتضح للباحث عند مقارنة قراءات الضغط الجوي بمحطات الأرصاد الجوية المنتشرة على سطح الأرض، إختلافات بسيطة في مقدار الضغط الجوي للهواء الملاصق لسطح الأرض، ومع ذلك فقد يكون لهذه

a--- Kendrew, W. G., "Climate", Oxford Univ. Press (1938) P.70, 3rd edi (١) (1949).

ب- محمود حامد محمد، المeteorولوجية القاهرة (١٩٤٦) ص ١٠١.

الاختلافات تأثيرات هامة فى تشكيل الحالة العامة للغطس المحلى وتنوعه من منطقة إلى أخرى على سطح الأرض. ويتراوح متوسط مقدار الضغط الجوى عند سطح البحر من ٢٩,٠٠ بوصة إلى ٣٠,٥٠ بوصة (٩٨٢ إلى ١٠٣٣ ملليمبار). وقد سجلت أدوات القياس أعلى مقدار للضغط الجوى عند سطح البحر - عند بلدة أركوتسك Irkutsk فى سيبيريا يوم ٤ يناير ١٨٩٢ وبلغ مقداره ١٠٧٥,٢ ملليمبار (٣١,٧٥ بوصة)، فى حين بلغ أقل مقدار للضغط الجوى تم رصده عند مركز أر عين أعصار التيفون غرب جزر ماريانا فى يوم ٢٤ سبتمبر ١٩٥٨ نحو ٨٧٧ ملليمبار (٢٥,٩٠ بوصة). وعن طريق تسجيل مقدار الضغط الجوى فى مواقع متعددة من سطح الأرض وحساب المتوسط اليومى والشهرى والسنوى للضغط الجوى، أمكن التعبير عن هذه الاختلافات الأفقية باستخدام خطوط الضغط المتساوية Isobars حيث يربط كل خط منها بالنقط التى تتساوى فى مقدار ضغطها الجوى كل فترة معينة وذلك بعد تعديل قيمها بالنسبة للضغط الجوى عند مستوى البحر^(١).

وقد سبقت الإشارة من قبل إلى بعض العوامل التى تؤثر فى الاختلافات الأفقية لدرجة حرارة هواء سطح البحر، وقد تبين أيضاً بأن نفس هذه العوامل (الموقع المحلى، وعدد ساعات شروق الشمس فوق المكان، والتيارات البحرية المتنوعة، والغطاء النباتى ومدى الارتفاع عن سطح البحر، والكتل الهوائية، وتأثير الرياح المحلية والتوزيع الجغرافى فى اليابس والماء ...) تؤثر أيضاً فى مقدار الضغط الجوى وتنوعه من مكان إلى آخر على سطح الأرض، إلا أن لموقع المكان بالنسبة للدائرة الإستوائية، واختلاف التوزيع الجغرافى بين اليابس والماء هما أكبر الأثر فى حدوث التغيرات الأفقية للضغط الجوى على سطح الأرض. وإذا اعتبرنا أن متوسط

(٢) بحسب المتوسط اليومى للضغط الجوى على أساس أنه = ضغط الساعة ٨ صباحاً + ضغط الساعة ٢ بعد الظهر - ضغط الساعة ٨ مساءً متساوياً على ٢ والمتوسط الشهرى للضغط الجوى يساوى مجموع متوسطات أيامه على عددها، والمتوسط السنوى مجموع متوسط شهور السنة على ١٢ والعمل الشهرى للضغط الجوى عبارة عن متوسط عدد كبير من الشهور لشهر معين (فى سنوات مختلفة)، راجع: محمود حامد محمد «الظواهر الجوية ... القاهرة (١٩٢٧) ص ٦١.

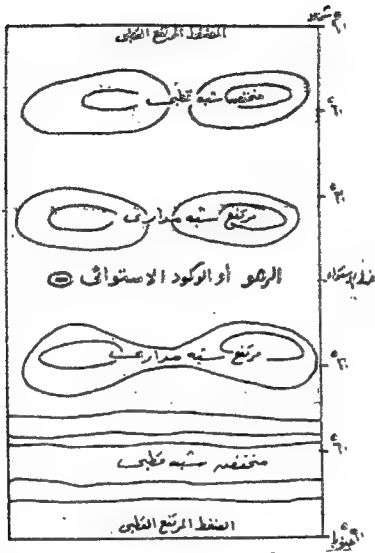
مقدار الضغط الجوى عند سطح البحر ١٠١٣ ملليمبار، فإنه إذا إنخفض الضغط الجوى عن هذا المقدار، فيرمز إليه على أنه ضغط منخفض (-) Low، أما إذا إرتفع الضغط الجوى عن هذا المقدار المتوسط، فيرمز إليه على أنه ضغط مرتفع (+) High. وينبغى أن نشير كذلك إلى تعبير «ضغط منخفض» أو «ضغط مرتفع» يعد تعبيراً نسبياً وعلى ذلك فإنه ليس من الضروري أن يكون الضغط الجوى المنخفض عند المناطق الإستوائية أشد إنخفاضاً من الضغط الجوى المنخفض الذى يتمثل عند العروض الوسطى خلال فصل الصيف. وقد نتج عن مدى بعد المكان عن الدائرة الإستوائية إختلاف درجة حرارة وتنوع مقدار ضغطه بالنسبة للأماكن الأخرى، وتكون نظام ثابت من الضغط الجوى. ويوضح شكل ١٥ الترتيب المثالى لنطاقات الضغط مع دوائر العرض المختلفة. وتكاد هذه النطاقات تتفق مع النطاقات الحرارية الكبرى فوق سطح الأرض ويتلخص هذا النظام فيما يلى:

أ- نطاق الضغط المنخفض الإستوائى: Equatorial low or Doldrums

ويمتد هذا النطاق فيما بين دائرتى عرض ٥° شمالاً وجنوباً ويقل فيه الضغط الجوى عن ٢٩,٩٢ بوصة (١٠١٣,٢ ملليمبار)، ويطلق عليه إسم نطاق الضغط المنخفض الإستوائى الدائم أو الرهو الإستوائى، وتنجذب نحوه الرياح التجارية الآتية من المناطق المدارية.

ب- نطاقا الضغط المرتفع شبه المدارى بنصفى الكرة الأرضية: Subtropic Highs

فى هذين النطاقين بنصفى الكرة الأرضية يهبط الهواء من أعلى إلى أسفل فيهما بين دائرتى عرض ٢٥ - ٣٥° شمالاً وجنوباً. وتسمى هذه العروض باسم «عروض الخيل» Horse latitudes، وتخرج منهما الرياح التجارية الشمالية الشرقية فى نصف الكرة الشمالى، والرياح التجارية الشرقية فى نصف الكرة الجنوبي، وتتجه هذه الرياح نحو مناطق الرهو الإستوائى، لتحل محل الهواء الذى يصعد إلى أعلى عند هذه المناطق الأخيرة.



(شكل ٩٤) ترتيب نطاقات الضغط الجوي مع دوائر العرض المختلفة

جـ- نطاقات الضغط المنخفض شبه أو دون القطبي : Sub-polar lows

ويتمثل هذان النطاقان فيما بين دائرتي عرض ٦٠ - ٦٥ شمالاً وجنوباً تقريباً. ويتكون الضغط المنخفض الفصلي هنا تبعاً لصعود الهواء إلى أعلى من جهة وزيادة نسبة الرطوبة من جهة أخرى، وتوجه إلى هذين النطاقيين الرياح العكسية الغربية والرياح القطبية (الشمالية في نصف الكرة الشمالي والجنوبية في نصف الكرة الجنوبي).

د- نطاقا الضغط المرتفع عند القطبين: Polar highs

يتكون عند القطبين نطاقان من الضغط الجوي المرتفع تبعاً لهبوط الهواء من أعلى إلى أسفل لشدة برودته ، وتجه من هذين النطاقين الرياح القطبية (الشمالية والجنوبية في نصف الكرة الأرضية) نحو الضغط المنخفض شبه القطبي في نصف الكرة الأرضية .

وإذا كانت نظم الضغط الجوي المختلفة هي إنعكاساً لاختلافات درجة حرارة الهواء في طبقة التروبوسفير، فإن إختلافات مقادير الضغط الجوي من مكان إلى آخر تؤثر بدورها في نشوء نظم الحركة Systems of motion في الغلاف الجوي، ومن ثم في نظم حركة الرياح وفي إتجاهاتها الدائمة والفصلية وفي مدى سرعتها وفي نشوء الزوايع والأعاصير المدارية والإنخفاضات الجوية. وعلى ذلك يختلف نظام الضغط الجوي على سطح الكرة الأرضية في فصل الشتاء (الشمالي). عن ذلك الذي يتمثل على سطح الأرض خلال فصل الصيف (الشمالي).

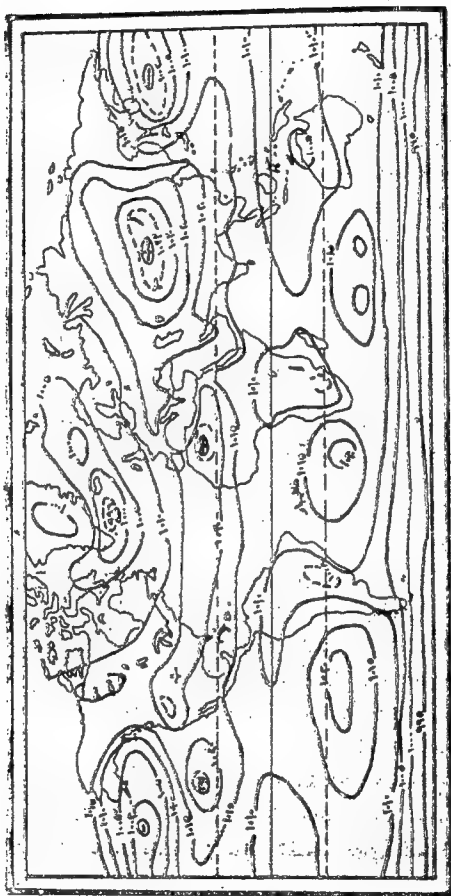
أ- الضغط الجوي على سطح الأرض خلال فصل الشتاء (الشمالي):

خلال هذا الفصل تتعامد الشمس على مدار الجدي في نصف الكرة الجنوبي ويكون الهواء الملامس لسطح الأرض في نصف الكرة الشمالي أبرد نسبياً من الهواء الملامس للمسطحات المائية المجاورة له والواقعة معه عند نفس دوائر العرض، ومن ثم يرتفع مقدار الضغط الجوي فوق اليابس وينخفض مقداره نسبياً فوق المسطحات المائية. وعلى ذلك تنتقل الرياح خلال هذا الفصل (بالنسبة لنصف الكرة الشمالي) من مراكز الضغط المرتفع على اليابس إلى مراكز الضغط المنخفض فوق المسطحات المائية المجاورة.

وبالنسبة لنصف الكرة الشمالي فإن أعلى مراكز الضغط الجوي المرتفع خلال هذا الفصل تتمثل فوق أراضي سيبيريا الواسعة حيث يصل مقدار الضغط الجوي هنا إلى نحو ١٠٣٣ مليبار ويعرف نطاق الضغط

الجوى هنا باسم الضغط المرتفع السيبيري، وتكاد تنحصر كل أواسط وشرق أوروبا ومعظم قارة اسيا داخل إطار خط الضغط المتساوى ١٠٢٠ ملليبار، فى حين يتمثل فوق المسطحات المائية المجاورة (خاصة فوق المحيط الهادى وشرق اليابان) مناطق من مراكز الضغط المنخفض الشتوى (تبعاً لدفع المياه عن اليابس خلال هذا الفصل)، ويصل مقدار الضغط الجوى هنا إلى ١٠٠٢ ملليبار، أى أقل من مقدار الضغط الجوى المنخفض الدائم فوق المناطق الإستوائية خلال فصل الشتاء (الشمالى) والذي يبلغ نحو ١٠٠٥ ملليبار. وتتركز مناطق الضغط المرتفع الشتوى القارية فوق القسم الشمالى من قارة أفريقيا (١٠٢٢ ملليبار) وكذلك فوق أواسط قارة أمريكا الشمالية (١٠٢٢ ملليبار)، فى حين ينخفض الضغط الجوى فوق المسطحات المائية المجاورة لهذه المواقع وعند نفس دوائر العرض، فيبلغ الضغط الجوى فوق المسطحات المائية للمحيط الأطلسى الأوسط نحو ١٠٢٠ ملليبار ويتراوح الضغط الجوى فوق المحيط الهادى الأوسط من ١٠١٥ ملليبار إلى ١٠٢٠ ملليبار (شكل ١٦).

وفى نصف الكرة الجنوبى يلاحظ أن الهواء الملامس لليابس يكون أعلى حرارة من الهواء الملامس للمسطحات المائية خلال هذا الفصل (الشتاء الشمالى أى الصيف الجنوبى) تبعاً لتعامد الشمس على مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبى. وعلى ذلك تتمركز مناطق الضغط المنخفض فوق منطقة مدار الجدى وبوجه خاص فوق شمال غرب أستراليا وجنوب أفريقيا وشرق أمريكا الجنوبية. ويتراوح مقدار الضغط الجوى المنخفض هنا من ١٠٠٥ إلى ١٠١٠ ملليبار، فى حين تتكون مراكز الضغط المرتفع فى نصف الكرة الجنوبى خلال هذا الفصل فوق المسطحات المائية للمحيط الهندى (١٠٢٠ ملليبار) وفوق المحيط الأطلسى الجنوبى (١٠١٥ ملليبار - ١٠٢٠ ملليبار) وفوق المحيط الهادى الجنوبى (١٠١٦ ملليبار - ١٠٢١ ملليبار).

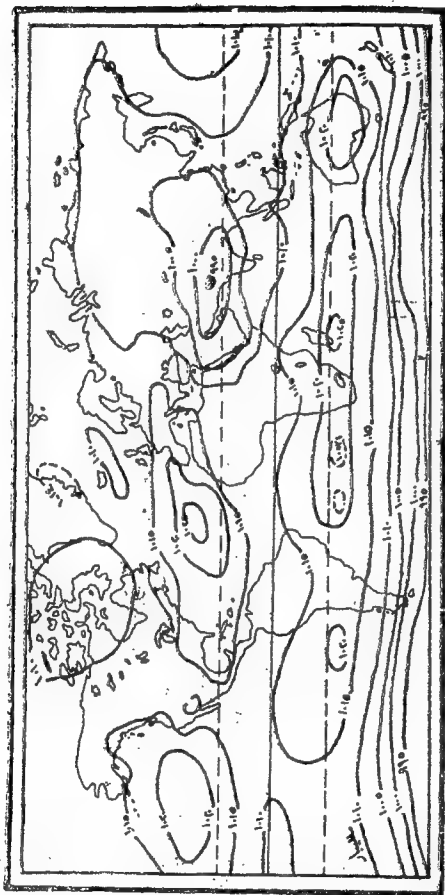


(شكل ١٦) التوزيع الجغرافي لخطوط الضغط المتساوي

ب- الضغط الجوي على سطح الأرض خلال فصل الصيف (الشمالي):

بالنسبة لنصف الكرة الشمالي تكون الشمس متعامدة على مدار السرطان خلال هذا الفصل، ومن ثم يكون الهواء الملامس لسطح اليابس في نصف الكرة الشمالي أعلى حرارة من الهواء الملامس للمسطحات المائية المجاورة له والواقع معه عند نفس دوائر العرض، ومن ثم ينخفض مقدار الضغط الجوي فوق اليابس ويرتفع مقداره نسبياً فوق المسطحات المائية. وتنتقل الرياح في نصف الكرة الشمالي خلال هذا الفصل من مراكز الضغط الجوي المرتفع فوق المسطحات المائية، وتتجه إلى مراكز الضغط الجوي المنخفضة فوق اليابس المجاور.

وعلى ذلك فإن أعلى مراكز الضغط الجوي المنخفض خلال فصل الصيف الشمالي تتمثل فوق أواسط آسيا حيث يصل مقداره هنا إلى نحو ١٠٠٥ ملليبار، ويقل الضغط الجوي على ذلك فوق صحراء ثار في الباكستان الإسلامية، ويصل مقدار الضغط الجوي هنا نحو ٩٩٥ ملليبار، وترتفع درجة الحرارة في هذه المنطقة بدرجة أعلى من حرارة الهواء عند المناطق الإستوائية خلال هذا الفصل، بل يسجل في منطقة صحراء ثار أعلى درجة حرارة، وأقل مقدار للضغط الجوي بالنسبة لأي مكان آخر على سطح الأرض خلال هذا الفصل (شكل ١٧). ويصرف الضغط الجوي المنخفض هنا باسم الضغط للمنخفض الهندي. في حين يتمثل فوق المسطحات المائية المجاورة بنصف الكرة الشمالي مراكز من الضغط المرتفع النسبي، ويصل مقدار الضغط الجوي ١٠١٥ ملليبار فوق مياه المحيط الهندي جنوب شبه القارة الهندية -الباكستانية- وعلى ذلك تنتقل الرياح من مراكز الضغط المنخفض فوق (المسطحات المائية) خلال هذا الفصل إلى مراكز الضغط المنخفض فوق اليابس. وتتمركز مناطق الضغط المنخفض القارية صيفاً فوق القسم الشمالي من قارة أفريقيا (١٠١٥ ملليبار) وفوق جنوب غرب الولايات المتحدة الأمريكية (١٠١٠ ملليبار) في حين يرتفع الضغط الجوي فوق المسطحات المائية المجاورة لهذه المواقع الأخيرة وعند



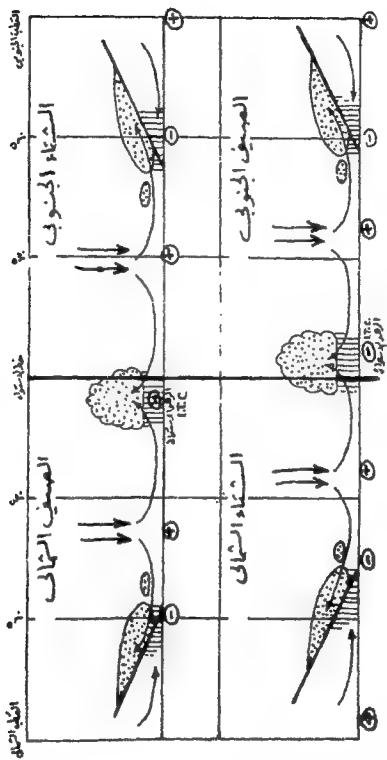
(شكل ١٧) التوزيع الجغرافي لخطوط الضغط المتساوي في الحالة
(الصيف الشمالي) ، بالمليبار

تفلس دوائر العرض، فيبلغ الضغط الجوي فوق المسطحات المائية للمحيط الأطلسي الأوسط خلال هذا الفصل نحو ١٠٢٥ ملليبار ويتمركز الضغط المرتفع هنا حول جزر الأزور، وعن ثم عرّف نطاق الضغط الجوي هنا باسم نطاق الضغط المرتفع الأزوري، ويصل مقدار الضغط الجوي فوق مياه المحيط الهادئ الأوسط إلى نحو ١٠٢٠ ملليبار ويطلق على الضغط المرتفع المتمركز حول قوس جزر الوشيان (غرب السكا) اسم الضغط المرتفع الألويسي.

وفي نصف الكرة الجنوبي خلال هذا الفصل (الصيف الشمالي أي الشتاء الجنوبي) يكون الهواء الملاصق لسطح اليابس أقل حرارة من الهواء الملاصق للمسطحات المائية، تبعاً لتعامد الشمس على مدار السرطان في نصف الكرة الشمالي. وعلى ذلك تتكون مراكز من الضغط الجوي المرتفع في أواسط أستراليا وغربها وكذلك في جنوب أفريقيا، وأواسط أمريكا الجنوبية، ويتراوح مقدار الضغط الجوي هنا من ١٠١٥ إلى ١٠٢٠ ملليبار. في حين تتكون مراكز من الضغط المنخفض في نصف الكرة الجنوبي خلال هذا الفصل فوق المسطحات المائية للمحيط الهندي (يتراوح مقداره من ١٠١٠ إلى ١٠١٥ ملليبار) وفوق المحيط الأطلسي الجنوبي (١٠١٥ ملليبار) وفوق مياه المحيط الهادئ الجنوبي (من ١٠١٠ إلى ١٠١٥ ملليبار).

وتتوزع نطاقات الضغط المختلفة عند دوائر العرض في نصف الكرة مع حركة الشمس الظاهرية فيما بين المدارين. فعندما تتعامد الشمس على مدار السرطان في نصف الكرة الشمالي تقع كل منطقة الرهو الإستوائي ومناطق صعود الهواء فيما بين المدارين Inter-tropical Convergence I.T.C. إلى الشمال من الدائرة الإستوائية في حين يتمركز

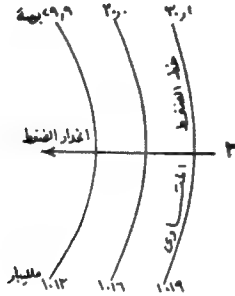
الضغط المرتفع شبه المدارى عند دائرة عرض 20° شمالاً قريباً، وتتزحزح مناطق الضغط المنخفض شبه القطبى Subpolar low عند دائرة عرض 60° شمالاً، أما خلال فصل الشتاء الشمالى عندما تتعاقد الشمس على مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبى فإن قسماً صغيراً من منطقة الرهو الإستوائى تقع فى نصف الكرة الشمالى وتتزحزح نطاق الضغط المرتفع شبه المدارى جنوباً مع حركة الشمس ويتمركز عند دائرة عرض 25° شمالاً، وتتزحزح جنوباً كذلك نطاق الضغط المنخفض شبه القطبى ويتمركز عند دائرة عرض 45° شمالاً. ونتيجة للتغير الفصلى فى نطاقات الضغط المختلفة على سطح الأرض، تسقط فوق بعض المناطق الحدية أمطار فصلية. (شكل ١٨).



(شكل ١٨) اثر ترحل نطاقات الضغط الجوي مع حركة الشمس الظاهرية

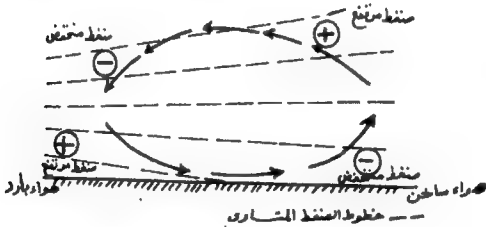
إنحدارات الضغط الجوي ونشوء الرياح:

يطلق على الفرق بين إختلاف مقدار الضغط الجوي لنقطتين تقعان على منسوب واحد تعبيره "إنحدار الضغط الجوي" (شكل ١٩) Isobaric



(شكل ١٩) اتجاه إنحدارات الضغط الجوي

slope or pressure gradient. وينساب الهواء على شكل رياح من مراكز الضغط الجوي المرتفع إلى مراكز الضغط الجوي المنخفض عند سطح الأرض (شكل ٢٠).



(شكل ٢٠) العلاقة المتبادلة بين الضغط الجوي واتجاه الرياح

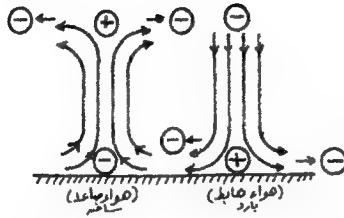
وتتوقف سرعة إنسياب الرياح وهبوبها على مدى زيادة الفرق بين مقدارى مراكز الضغط المرتفعة والأخرى المنخفضة، أو بمعنى آخر على مدى شدة الانحدار الجوى وعمقه. ويكون الضغط الجوى عميقاً إذا كان الفرق بين الضغط الجوى المرتفع والأخر منخفض -المجاور له- كبيراً، وفى هذه الحالة تتقارب خطوط الضغط الجوى المتساوى بعضها من البعض الآخر. فى حين يكون الضغط الجوى ضحلاً إذا كان الفرق بين الضغط الجوى المرتفع والأخر المنخفض له محدوداً، وفى هذه الحالة تتباعد خطوط الضغط الجوى المتساوى بعضها عن البعض الآخر^(١).

أما الحركة الرأسية للهواء فتشتمل على الدوامات الهوائية Eddies والتيارات الهوائية الصاعدة Convection currents والتجمع العلوى للهواء الصاعد Convergent ascent، وهبوط الهواء Air subsidence. وهذه الحركات الرأسية تشكل أساساً تدياً للتغيرات الحرارية فى الغلاف الجوى. أما الرياح Wind - فكما سبقت الإشارة من قبل - فإنها تدل على الحركة الأفقية للهواء، وخاصة تلك بالقرب من سطح الأرض. ويطلق على هذه الحركة الأفقية للهواء تعبير التافق الهوائى Advection وكما يتضح من دراسة شكل ٢١، فإن مراكز الضغط الجوى المرتفع بالقرب من سطح الأرض تتكون فى المناطق الأقل حرارة، وتنقل الرياح منها إلى مراكز الضغط الجوى المنخفض (الأعلى حرارة). ويصعد الهواء المتجمع إلى أعلى Convergent ascent، ويتعرض للبرودة فى طبقات الجو العليا، ومن ثم ينتقل هذا الهواء الصاعد رأسياً من مراكز الضغط الجوى المنخفض عند سطح الأرض إلى مراكز الضغط الجوى المرتفع نسبياً فى طبقات الجو العليا^(٢). أما الحركة الأفقية للهواء فى الطبقات العليا من الغلاف الجوى فإنها تشبه ما يحدث عند سطح الأرض، حيث ينتقل الهواء على شكل هواء

a--- Howard, J. | Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. (١)
(1966) P.78.

b--- Willet, H. C., "Descriptive meteorology", N. Y. (1944).

Haurwitz B., "Dynamic meteorology", Mc Graw-Hill, N. Y. (1941) P.63. (٢)



(شكل ٢٩) العلاقة بين التيارات الهوائية الرأسية (الصاعدة والهابطة)

واتجاه الرياح الألفقية وفقاً لنوع الضغط الجوى

علوى من مراكز الضغط المرتفع إلى مراكز الضغط المنخفض، إلا أن عملية الهبوط السفلى للهواء Air Subsidence فإنها تحدث من مراكز الضغط المنخفض العلوية إلى مراكز الضغط المرتفع بالقرب من سطح الأرض حيث يتشتت هنا الهواء النازل Divergent Subsidence

الفصل السادس الرياح - ساح

طرق رصد ما الجوى والعوامل التى تؤثر لى اتجاهها وسرعتها ودرزتها العامة

الرصد الجوى للرياح: Wind observations

على الرغم من أن الإنسان لا يرى الهواء أو الرياح إلا أنه يشعر بوجود الرياح واتجاه حركتها، وذلك بملاحظته لآلاتجاه الذى تتحرك إليه السحب السفلية، والسنة الدخان، وأغصان الأشجار وأمواج البحار. بل يمكن للملاحظ المتمرس أن يشاهد هذه الظواهر السابقة ويحدد اتجاه الرياح Wind direction وكذلك سرعتها Speed. وقد وضع فرنسيس بيوفورت Francis Beaufort فى عام ١٨٠٥ مقياساً نسبياً يقيس به سرعة الرياح^(١)، واعتمدت فكرة هذا المقياس على تصنيف الرياح إلى أنواع مختلفة بحسب مدى إستجابة تحرك الأشياء والظواهر لها، وقسم بيوفورت الرياح بحسب إختلاف سرعتها إلى ١٢ نوعاً، بحيث تبدأ بحالة الهواء الساكن (الدرجة صفر) وتنتهى لحالة الإعصار (الدرجة ١٢).

ويتلخص مقياس بيوفورت فى الجدول الآتى:

(١) ١- محمود حامد محمد «المeteorولوجية، القاهرة (١٩٤٦) ص ١٩٨.
ب- عبد العزيز ماريح شرف «الجغرافيا المناخية والنباتية، الجزء الأول -الإسكندرية (١٩٦١) ص ٨٢.

c--- Blair, T. A., "Weather elements", N. J. (1960) P.3.

d--- Trewartha, G. T., "An introduction to climate", N. Y. (1954) P.62.

e--- Byers, H. R., "General meteorology", 3rd edit. Mc Graw-Hull N. Y. (1959) P.88.

مدى استجابة الاشياء للرياح	السرعة (بالقوة)	السرعة (ميل في الساعة)	نوع الرياح	درجة الرياح
ارتفاع الدخان الى أعلى	١	أقل من ١	Calm	هواء ساكن
يُحرك الدخان ألقياً.	٣ - ١	٣ - ١	Light air	هواء خفيف
يُحرك رايات الأشجار ودوارة الرياح	٦ - ٤	٧ - ٤	Light breeze	نسيم طفيف
يُحرك الأتربة وتطاير أوراق الأشجار	١٠ - ٧	١٢ - ٨	Gentle breeze	نسيم هادئ
يُحرك أغصان الأشجار الكبيرة	١٦ - ١١	١٨ - ١٣	Moderate breeze	نسيم معتدل
يُحرك أغصان الأشجار الكبيرة والأمواج	٢١ - ١٧	٢٤ - ١٩	Fresh breeze	نسيم عليل
يُحرك أغصان الأشجار المضادة للرياح.	٢٧ - ٢٢	٣١ - ٢٥	Strong breeze	نسيم قوي
يُصب السير في الاتهام المضاد للرياح.	٣٣ - ٢٨	٣٨ - ٣٢	Moderate gale	رياح عالية
يكسر بعض أغصان الأشجار	٤٠ - ٣٤	٤٦ - ٣٩	Fresh gale	هوجاء
يكسر الساريات وتقع المداخن.	٤٧ - ٤١	٥٤ - ٤٧	Strong gale	هوجاء شديدة
يقتلع الأشجار ويسبب الدمار.	٥٥ - ٤٨	٦٣ - ٥٥	Whole gale	هوجاء عاصف
تدمر شديد وتطاير أسقف المنازل	٦٥ - ٥٦	٧٥ - ٦٤	Storm	عاصفة
تخريب عام شديد ، قد تسقط الطائرات وتغرق السفن.	أكثر من ٦٥	أكثر من ٧٥	Hurricane	أعصار (هريكين)

وتحدد إتجاه الرياح باستخدام دوائر الرياح Wind Vane، وهى تتركب من عمود حديدى رأسى مرتكزاً على قاعدة معدنية، ومثبت بطرفه الأعلى سهم (يمكن له الدوران حول نفسه) يتركب من ذيل عريض خفيف الوزن بحيث يسهل أن تحركه الرياح، ومثبت بالقسم الأعلى من العمود الرأسى الحديدى ذراعان يتقاطعان عمودياً وتشير أطرافهما إلى الجهات الأصلية^(١). وعندما تهب الرياح تحرك ذيل السهم ويشير طرفه إلى الإتجاه الذى تهب منه الرياح. هذا ويستخدم المتيورولوجيون مقدار زوايا الدائرة عند الإشارة إلى إتجاه هبوب الرياح، فالإتجاه الشمالى يبدأ من صفر^٥ أو ٣٦٠^٥، فى حين أن ٩٠^٥ تشير إلى الإتجاه الجنوبى، ٢٧٠^٥ تشير إلى الإتجاه الغربى.

ولقياس سرعة الرياح^(٢) يستخدم جهاز الأنيمومتر Anemometer وخاصةً جهاز روبنسون ذو الفناجين أو الطاسات Robinson cup anemometer الذى تستخدمه كل أفرع مكتب الطقس Weather Bureau بالولايات المتحدة الأمريكية^(٣) (لوحة ٨). ويتركب هذا الجهاز فى أبسط صورة من عمود رأسى حديدى مرتكزاً على قاعدة، ومثبت بطرفه الأعلى ذراعان يتقاطعان عمودياً وينتهى كل طرف من هذه الأذرع بتجويف معدنى نصف كروى الشكل (يشبه الكأس أو الفنجان) ويتمركز هذان

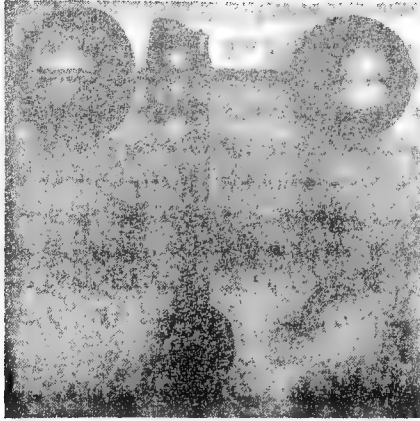
(١) محمود حامد محمد «الظواهر الجوية ... القاهرة (١٩٧٧) ص ١٢١.

(٢) تستخدم بعض النول -كما هو الحال فى الولايات المتحدة الأمريكية- عند قياس سرعة الرياح «العقدة» Knot، وهى تساوى ١.٦٠٨ قدم أو نحو ١.١ ميل فى الساعة، والميل الواحد فى الساعة يساوى ٠.٨٧ عقدة. وقد تستخدم أحياناً وحدات قياس أصغر من ذلك، مثل المتر أو القدم/الثانية وذلك فى الدراسات التفصيلية للرياح.

(٣) يمكن قياس سرعة الرياح بواسطة الأنيمومترات لغاية ٢٥٠ كم/ساعة أما إذا زادت السرعة عن ذلك -كما يحدث فى حالة الأعاصير- فقد تتحطم أجهزة الأنيمومترات، ومن درجة تعطم المنشآت المختلفة يمكن تقدير سرعة الرياح والضغط الناتج عنها، حيث يتناسب الضغط الذى تؤثر به الرياح على هذه المنشآت مع مربع سرعتها حسب المعادلة الآتية:

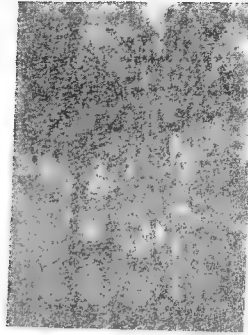
الضغط (كيلو جرام على المتر المربع) = ٠.٠٠٦ × مربع السرعة (بالكيلو مترات/ ساعة).

فإذا كانت سرعة الرياح ١٢٢ كم/ ساعة فإن الضغط الناتج عنها يكون مقداره ٨٩ كيلو جراماً على كل متر مربع. راجع: محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص ١١٨.



(لوحة ٨) جهاز روينسون ذو الفناجين مزوداً بعداد سرعة ليوضح مدى سرعة الرياح بالأميال

الذراعان عند منتصفهما على الذراع الحديدي، ويسهل تحريك هذه الأذرع بحيث تدور في مستوى أفقي إذا ما تحركت بفعل الرياح. وتزود قاعدة الجهاز بعداد سرعة Speedometer يمكن بواسطته تسجيل عدد مرات دوران الفناجين دورة كاملة ومن ثم يمكن حساب سرعة الرياح خلال أي فترة زمنية. ويوجد في بعض محطات الأرصاد الجوية أبراج عالية يركب فيها عدة أجهزة مختلفة لقياس العناصر المختلفة للمناخ؛ وغالباً ما يركب في هذه الأبراج جهاز الأنيمومتر، ومؤشر لحدوث عواصف الرعد والبرق ودورة الرياح. (لوحة ٩).



(لوحة ٩) أحد الأبراج المستخدمة في محطات الأرصاد الجوية مزوداً بما يلي

١ جهاز الأنيمومتر

٢ دارة الرياح (طولها ٤ أقدام)

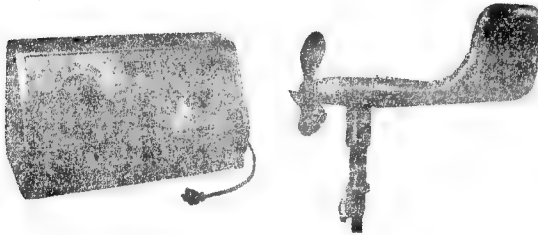
٣ جهاز الأنيمومتر دو الفناجين

٤- مؤشر حدوث عواصف الرعد والبرق

وبدلاً من إستخدام الفناجين في جهاز روبنسون، تستخدم أحياناً صفيحة معدنية مستوية السطح بحيث يمكن لها أن تتحرك بسهولة وتدور في مستوى أفقى، وترجم مدى دوران اللوحة المعدنية المستوية بفعل الرياح وسعة لغاتها إلى سرعات الرياح المختلفة. ويعرف هذا الجهاز باسم الأنيمومتر ذو صفيحة الضغط المعدنية Pressure-plate anemometer.

وتستخدم الطائرات جهاز الأنيمومتر ذو أنبوية الضغط Pressure-tube anemometer لقياس سرعة الرياح. ويتركب هذا الجهاز من أنبوية رأسية يترك طرفها العلوى مفتوحاً ومعرضاً للرياح. وتحسب سرعة الرياح عند معرفة الفرق بين مقدار الضغط الذى ينتج عن قوة

الرياح فوق سطح الجهاز ومقدار الضغط الجوي العادي. وعند رصد البيانات المناخية التفصيلية Microclimatological observations تقاس سرعة الرياح بأجهزة كهربائية. وتتلخص فكرة هذه الأجهزة على قدرتها في تسخين سلك معدني تسخيناً كهربائياً لدرجة محددة. ويتعرض هذا السلك الساخن للهواء فإن مدى سرعة برودة السلك تدل على حركة الهواء. ويزود هذا الجهاز بمؤشرات توضح سرعة الرياح تبعاً لمدى سرعة عمليات تبريد السلك الساخن. وتطورات صناعة هذه الأجهزة الكهربائية، وتصنع اليوم على شكل كرة معدنية بحيث تتعرض أسطحها للضغط الناتج عن الرياح، وينجم عن هذا الضغط الواقع على السطح الكروي حدوث توصيل كهربائي يدل شدة تياره على مقدار قوة الرياح^(١)، كما يستخدم حالياً جهاز دوارة الرياح الكهربائية ويمكن عن طريق هذا الجهاز قياس سرعة الرياح وإتجاهها بصورة مباشرة. (لوحة ١٠).



(لوحة ١٠) جهاز دوارة الرياح الكهربائية (الأبروفان)

a--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. 2ed (١) edit. (1966)P.80-81.

b--- Taylor, G. F., "Aeronautical meteorology", Pitman, N. Y. (1938) P.25.

ولرصد سرعة الرياح وتحديد اتجاهاتها في طبقات الجو العليا، يستخدم الباحثون في هذه الحالة البالونات الإرشادية The Pilot ballon-pibal. وهي عبارة عن بالونات تصنع من المطاط وتملاً عند تشغيلها بغازات خفيفة مثل الهيدروجين أو الهيليوم -تحت ضغط عال- حتى يمكن أن تصعد إلى أعلى، وأثناء صعود هذه البالونات إلى أعلى الجو تسجل أدوات القياس في نفس الوقت اتجاه الرياح وسرعتها. وباستخدام الثيودوليت التلسكوبى يمكن حساب الزوايا الأفقية Azimuthal والزوايا الرأسية بين موقع البالونات في الجو وجهاز الثيودوليت عند سطح الأرض. ويحسب الراصد مقدار هذه الزوايا بدقة بدقيقة، وتسجيل قراءاته على لوحة خاصة. وعلى أساس معرفة معدل الحركة الرأسية لصعود البالونات إلى أعلى (١٤٠ متر/الدقيقة) يمكن تحديد الارتفاعات التي رصدت عندها البالونات، وكذلك معرفة اتجاه الرياح وسرعتها -عند كل إرتفاع معين من سطح الأرض- والتي قد يكون لها بعض الأثر كذلك في كيفية تحريك البالونات إلى أعلى. وإذا أجريت عمليات القياس هذه أثناء الليل، فإن البالونات تزود في هذه الحالة بمصابيح ضوئية حتى يسهل رصد تحركاتها بالتلسكوب من عند سطح الأرض. ولا تنجح عمليات الرصد باستخدام البالونات إذا كان الجو مليئاً وتكثر فيه الغيوم والسحب المنخفضة. ومن ثم يفضل الراصد في هذه الحالة استخدام الرادار Radar^(١) للتغلب على المشاكل الجوية التي قد تعوق عمليات الرصد الجوى. وفي هذه الحالة يستخدم بالون كبير الحجم ويزود بحامل مثبت فيه رادار معدنى صغير، وأثناء صعود البالون إلى أعلى يمكن للأجهزة الأرضية إستقبال المعلومات المطلوبة عن طريق الرادار، وتستمر هذه العملية إلى أن يتعرض البالون للانفجار في الجو (بعد أن تحترق فيه

(١) الرادار عبارة عن جهاز إلكترونى يرسل موجات راديوية ثم يستقبل ويحلل الأمواج المنعكسة عنها، وهو يستخدم لتمييز اتجاه جسم ما وكذلك بعده، ويعمل بموجات راديوية ذات أطوال موجية تتراوح بين ثلاثة أرباع السنتيمتر والمتر الواحد.



(لوحة ١١-١) استخدام الرادار في الرصد الجوي

ويقع هذا الرادار في أواسط كلورادو على منسوب ١٢,٠٠٠ قدم، ويمكن له ملاحظة سحب الأمطار من مسافة تزيد عن ٦٠ ميلاً من موقع المحطة.

الغازات الخفيفة) ويطلق على طرق الرصد الجوي الرادارى لطبقات الجو العليا تعبير "Rawin Observation" وعن طريق أجهزة الرادار يمكن كذلك تحديد مواقع السحب وارتفاعها وإتجاهات الرياح العلوية، وهبوب الزوايا المدارية (لوحة ١١١)

طرق رسم البيانات الخاصة بالرياح:

ترسم إتجاهات الرياح (في حالة رصدها الفعلي (Actual observation) على خرائط الطقس والخرائط المناخية بأسهم تشير أطرافها المحدبة إلى الإتجاه الذى تهب إليه الرياح، فى حين تسمى الرياح بالإتجاه الذى تأتى منه.

فإذا كانت الرياح آتية من الإتجاه الجنوبى الشرقى، فإن أطرافها السهمية المحدبة تشير إلى الإتجاه الشمالى الغربى، وتعرف الرياح فى هذه

الحالة باسم الرياح الجنوبية الشرقية^(١). أما سرعة الرياح فقد يعبر عنها باستخدام رموز خطية يدل كل رمز منها على مدى سرعة الرياح، وتضاف هذه الرموز عند ذيل أسهم الرياح خاصة فوق خرائط الطقس. كما قد ترسم دائرة صغيرة فوق أسهم الرياح لتوضح موقع محطة الرصد الجوي التي قامت برصد اتجاه الرياح وسرعتها. ويوضح (شكل ٢٢) رموز الرياح المستخدمة عالمياً في خرائط الطقس، وما يعبر عنه كل رمز منها فيما يتعلق بسرعة الرياح (ميل/الساعة أو العقدة).

رمز الرياح	السرعة ميل/الساعة	العقدة	رمز الرياح	السرعة ميل/الساعة	العقدة
	حادث	حادث		٤٩-٤٤	٤٤-٣٨
	٤-١	٢-١		٥٤-٥٠	٤٧-٤٣
	٨-٥	٧-٣		٦٠-٥٥	٥٢-٤٨
	١٤-٩	١٢-٨		٦٦-٦١	٥٧-٥٣
	٢٠-١٥	١٧-١٣		٧١-٦٧	٦٢-٥٨
	٢٥-٢١	٢٢-١٨		٧٧-٧٤	٦٧-٦٢
	٣١-٢٦	٢٧-٢٣		٨٣-٧٨	٧٤-٦٨
	٣٧-٣٢	٣٤-٢٨		٨٩-٨٤	٧٧-٧٢
	٤٣-٣٨	٣٧-٣٣		١٠٣-١١٩	١٠٧-١٠٣

Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. 2ed edit.(١)
(1966)P.83.

وفوق بعض خرائط الطقس التفصيلية قد تتصلل المواقع التي تتساوى عندها سرعة الرياح بخط متساوى يعرف باسم خط الرياح المتساوى Isotachs. أما فى حالة رسم إتجاه الرياح بصورة تقريبية، فهنا يراعى إستخدام الخطوط المستقيمة الإمتداد أو الخطوط المنحنية Curved stream Lines. وقد تستخدم كذلك وردات الرياح Wind roses لتدل على الإتجاهات المختلفة التى تأتى منها الرياح بالنسبة للمواقع المختارة من الخريطة خلال فترة زمنية محددة. ولانشاء نماذج وردات الرياح ترسم دائرة صغيرة فوق الموقع الذى رصيدت عنده بيانات الرياح، ثم يرسم ثمانية اشعة من مركز الدائرة تعبر عن الإتجاهات الأصلية والفرعية، وبحيث يختلف طول كل من هذه الأشعة بحسب النسبة المئوية لهبوب الرياح فى كل إتجاه بالنسبة لمجموع هبوب الرياح خلال الفترة الزمنية المختارة، وتحسب هذه النسبة الأخيرة على أساس إجمالى عدد ساعات هبوب الرياح فى إتجاه معين بالنسبة لطول الفترة الزمنية التى قد تكون يوماً (٢٤ ساعة) أو شهراً أو لسنة كاملة. فإذا كان مجموع هبوب الرياح الشرقية فى مكان ما بلغ ٣ ساعات فى اليوم الواحد. فإن النسبة المئوية للرياح الشرقية تساوى:

$$\% ١٢,٥ = ١٠٠ \times \frac{٣}{٢٤} =$$

وإذا بلغ مجموع هبوب الرياح الشمالية الغربية فى مكان ما ٢١٦٠ ساعة سنوياً فإن النسبة المئوية لهذه الرياح تساوى:

$$\% ٢٥ = \frac{١٠٠ \times ٢١٦٠}{(١٢ \times ٣٠ \times ٢٤)} =$$

وبنفس الطريقة يمكن حساب النسبة المئوية لبقية الإتجاهات الأخرى -خلال فترة زمنية معينة- مع حساب نسبة هدوء الرياح Calm والتي

تكتب داخل دائرة وردة الرياح^(١).

وقد ترسم وردات الرياح بأشكال مختلفة، منها شكل الدائرة أو شكل ثمانى الأضلاع بحيث يدل كل ضلع منه على إتجاه من الإتجاهات الرئيسية أو الفرعية التى تأتى منه الرياح. وقد تجمع عدة إتجاهات للرياح متجاورة -على جوانب وردة الرياح- ويستخدم فيها التظليل لتعبر بصورة واضحة عن الإتجاه السائد لاتجاه الرياح بالنسبة لهذا الموقع خلال مدة زمنية معينة.

العوامل التى تؤثر فى إتجاه الرياح وسرعتها:

تنتقل الرياح -كما سبقت الإشارة من قبل- من مراكز الضغط المرتفع إلى مراكز الضغط المنخفض لتحل محل الهواء الصاعد إلى أعلى عند هذه المراكز الأخيرة، ومن ثم ينبغى أن تتجه الرياح مع الإتجاهات العامة لانحدارات الضغط Pressure gradient، إلا أن هناك عدة عوامل تغير من إتجاه الرياح بحيث لا تجعلها تسير مع الإنحدارات العامة للضغط الجوى، وتتلخص هذه العوامل فيما يلى:

١- اختلاف مقدار الإشعاع الشمسى:

حيث يزداد مقدار الإشعاع الشمسى فيما بين المدارين، ويقل مقداره فيما ورائهما إلى أن يصبح مقداره عند أى من النقطتين حوالى نصف مقداره عند الدائرة الإستوائية. وعلى ذلك تتجمع الأشعة الحرارية فى المناطق المدارية من سطح الكرة الأرضية، وتصبح الأشعة المكتسبة هنا أعلى مقداراً من الأشعة المفقودة، وذلك بخلاف الحال فى المناطق التى تقع فيها وراء المدارين حيث تكون حصيلة الإشعاع الشمسى عندها سالبة. ومن ثم لا يكون الهواء ثابتاً، بل تحدث حركة دائمة للرياح حيث تنتقل

(١) يلاحظ أن وردة الرياح، المصممة من مركز وردة الرياح لابد وأن ترسم بمقياس رسم مناسب، وذلك بحسب اختلاف أطوالها وليكن مثلاً اسم من طول كل شعاع يمثل ١٠٪ من النسبة المئوية لهبوب الرياح. وينبغى أن يكون مجموع النسبة المئوية للرياح فى كل الأشعة الخاصة بوردة الرياح فى مكان ما، بالإضافة إلى نسبة السكون فى الدائرة تساوى ١٠٠٪.

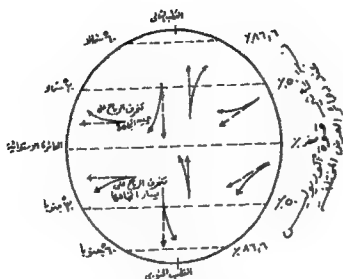
الرياح (عند سطح الأرض) من مراكز الضغط المرتفع والتي تكون أقل حرارة إلى مراكز الضغط المنخفض الأعلى حرارة وذلك لاعادة التوازن الحرارى فى طبقة التروبوسفير عامة، وبين أجزاء الهواء الملاصق لسطح الكرة الأرضية خاصة. ومن ثم ترتبط حركة الرياح القريبية من سطح الأرض بمراكز الضغط الجوى الدائمة والموسمية والتي تتأثر جميعها باختلافات درجة حرارة الهواء الملاصق لسطح الأرض خلال فصول السنة المختلفة. وتعرف هذه المؤثرات الأخيرة بالعوامل الحرارية Thermal factors.

٢- الحركة المخرية أو حركة دوران الأرض حول نفسها:

تتأثر مسالك الرياح وإتجاهاتها ببعض المؤثرات والعوامل الديناميكية Dynamic factors ومن بينها «قوة الانحراف» Deflective force الناتجة عن دوران الأرض حول محورها. ويعرف هذا الأثر باسم قوة كوريوليس Coriolis force. وينتج عن قوة كوريوليس أن تنحرف الرياح إلى اليمين إتجاهها فى نصف الكرة الشمالى، وإلى يسار إتجاهها فى نصف الكرة الجنوبي (قانون فرل أيضاً). ويلاحظ أن تأثير هذه القوة يكون معدوماً عند الدائرة الإستوائية، ولكن يزداد أثرها فيما وراء الدائرة الإستوائية فى نصفى الكرة الأرضية حتى القطبين. ومن ثم لا يظهر الانحراف فى إتجاه الرياح عند الدائرة الإستوائية نفسها ولكن يمكن تحديد هذا الانحراف بعد عبور الرياح لهذه الدائرة^(١) (شكل ٢٣).

ويلاحظ أن تأثير قوة كوريوليس يكون عمودياً (٩٠°) على الإتجاه الأفقى للرياح ويتناسب تناسباً طردياً مع سرعة الرياح الأفقية. وإذا كانت هذه القوة تؤثر فى إختلاف إتجاه الرياح إلا أنها لا تؤثر فى إختلاف سرعتها. وعند انحراف الرياح مع إتجاه الحركة المخرية للأرض (من

a--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. 2ed (١) edit. (1966)P. 84-85.



(شكل ٢٢) انحراف الرياح تحت تأثير قوة كوريوليس

الغرب إلى الشرق) يصبح الهواء جزءاً من مكونات الأرض ومحيطها^(١). ومن ثم يطلق بعض الكتاب على حركة الرياح مع دوران الأرض تعبير Geostrophic motion. أي أنه إذا كانت قوة كوريوليس تؤدي إلى انحراف الرياح على يمين إتجاهها في نصف الكرة الشمالي، فإن هذا الإتجاه يتشكل كذلك مع الحركة المحورية للأرض، ولا يكون إتجاه الرياح في هذه الحالة عمودياً على خطوط الضغط الجوي المتساوية ولا متمشياً مع إنحدارات الضغط بل يكون إتجاه الرياح في هذه الحالة موازياً لخطوط الضغط المتساوية. وتختلف سرعة الرياح هنا تبعاً لمدى تقارب أو تباعد خطوط الضغط المتساوية. وعلى ذلك تنساب الرياح من مناطق الضغط المرتفع إلى مناطق الضغط المنخفض وتدور حول هذه المركز الأخير.

a--- Herbert Richl, "Introduction to the atmosphere", Mc Graw-Hill, N. Y. (١) (1972) P.178.

b--- Byers, H. R., "General meteorology", Mc Graw-Hill, N. Y. 3rd edi. (1959) P.207.

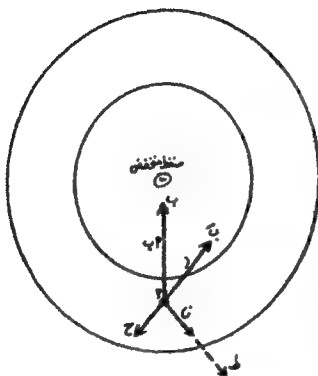
ويعزى عملية دوران الرياح بهذا الشكل إلى قوة الطرد المركزية
Centrifugal force.

٣- قوة الاحتكاك: The frictional force

فى الطبقات السفلى من التروبوسفير يحدث احتكاك الهواء تبعاً
لانتضاغ الرياح Stress of the wind عند سطح الأرض. وقد تبين أن القوة
الناجمة عن احتكاك الهواء بسطح الأرض تعمل فى اتجاه مضاد لاتجاه
هبوب الرياح، أو بمعنى آخر تؤثر هذه القوة إذن على سرعة الرياح وتقلل
من سرعتها. ولكى تناسب الرياح فى اتجاهها بصورة مستمرة، وأن
تحافظ فى نفس الوقت على سرعتها (على الرغم من تقليل فعل الاحتكاك
لسرعة الرياح) فإنه ينبعث من الرياح قوة ذاتية محركة لها تتولد عند بداية
نشوء الرياح وتساعد على تحريك الرياح من مراكز الضغط المرتفع إلى
مراكز الضغط المنخفض. وتتجه هذه القوة المحركة فى عكس اتجاه القوة
الناجمة عن احتكاك الرياح لسطح الأرض^(١). ومن ثم تعدل هذه القوة
الذاتية لنشوء الرياح والمحركة لها من قوة احتكاك الرياح بسطح الأرض
والمؤخرة لسرعتها. وهكذا تؤثر كـن هذه العوامل الحرارية والديناميكية
والميكانيكية مجتمعة فى إختلاف مسالك الرياح وفى تنوع سرعتها.
(شكل ٢٤).

a--- Herbert Riehl, "Introduction to the atmosphere", Mc Graw-Hill, N. (١)
Y.(1972) P.185.

b--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N. J. (1966)P. 86.



أ = نقطة عند الضغط المرتفع .

ب = مركز الضغط المنخفض .

ج = انحراف الضغط .

د = تأثير قوة الأرض في (دوران الأرض) حول نفسه .

هـ = تأثير قوة الطرد المركزي .

ح = تأثير قوة احتكاك الهواء بسطح الأرض .

و = المحصلة النهائية لاتجاه الرياح السطحية إلى نقطة ب .

(شكل ٢٤) القوى المختلفة التي تؤثر في اتجاه الرياح حول الضغط الجوي

في نصف الكرة الشمالي

وعلى ذلك إذا كانت نقطة أ تقع في منطقة ضغط مرتفع ونقطة ب تقع في منطقة ضغط منخفض في نصف الكرة الشمالي، على ذلك كان ينبغي أن يكون اتجاه الرياح من نقطة أ إلى نقطة ب على طول الخط أب الذي يمثل إنحدار الضغط Pressure gradient، إلا أن الرياح تنحرف على يمين إتجاهها في نصف الكرة الشمالي تبعاً لقوة كوريوليس (دوران الأرض حول نفسها) ومن ثم فإن الخط ن يمثل هذه القوة في تغيير اتجاه الرياح. ويضاف إلى هذا الإتجاه المتغير تأثير قوة الطرد المركزي والتي يمثلها الخط «ط» حيث إن الرياح تدور حول مراكز الضغط المنخفض تحت تأثير هذه القوة. أما الخط ح فإنه يمثل القوة الناتجة عن احتكاك الهواء بالقرب من سطح الأرض، ويعد تأثير هذه القوة أقل أثراً من العوامل السابقة. وعلى ذلك يكون الخط أب هو المحصلة النهائية لاتجاه الرياح.

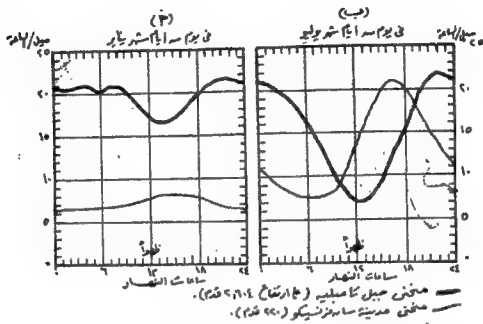
ويمكن أن نضيف إلى هذه العوامل السابقة بعض العوامل الأخرى التي قد تسبب إضطراب حركة الرياح وتغير إتجاهها وأهم هذه العوامل مدى تضرس سطح الأرض. فقد تعرقل الإرتفاعات العالية إنسياب الرياح القريبة من سطح الأرض، وتصطدم الرياح بالجبال العالية، ويصعد الهواء إلى أعلى الجبال حتى يمكن له عبورها. وقد تبحث الرياح عن فتحات أو ممرات جبلية طبيعية بحيث يمكن لها العبور منها، وتستمر الرياح في إتجاهها نحو مراكز الضغط المنخفض. وصعود الهواء إلى أعلى أو هبوطه إلى أسفل يغير من درجة حرارة الهواء للملامس لاسطح جوانب هذه الجبال وذلك بفعل التبريد أو التسخين الذاتي تبعاً لانسقاط الهواء عند صعوده إلى أعلى أو هبوطه إلى أسفل، Adiabatic heating and cooling وينتج عن ذلك تغير حالة الطقس. فعند تجمع الرياح Wind convergence الغربية مثلاً، ودخولها فتحات الممرات الجبلية ثم خروجها من الجانب الآخر تتعرض للنشأت Divergence وتصبح بعض الرياح غربية كما كانت في حين يصبح بعضها الآخر رياحاً شمالية غربية أو جنوبية غربية، وتكثر الدوامات الهوائية في الرياح وتضطرب حالتها Wind turbulence. وبعد مرور الرياح للممرات الجبلية تعدل إتجاهها من جديد تبعاً للمؤثرات الأخرى التي سبقت الإشارة إليها من قبل.

وتجدر الإشارة بأنه أثناء صعود الهواء إلى أعلى عند إصطدام الرياح بالمرتفعات الجبلية العالية تتكون حالة من الإضطراب الهوائي Air turbulence or Wind aloft، إلا أن درجة الإضطراب الهوائي تشد في حالة تقابل الكتل الهوائية المختلفة الخصائص الطبيعية. ففي هذه الحالة الأخيرة ينساب الهواء البارد إلى أسفل الهواء الساخن الذي يصعد بدوره إلى أعلى، وينتشر فوق الهواء البارد والأثقل منه وزناً. وتحدث هذه الظاهرة بوجه خاص في حالة تكوين الأعاصير في العروض الوسطى. وتنساب الرياح هنا حول مراكز الأعاصير وتدور في محيط يشبه الدائرة التامة الإستدارة،

وتُعرف هذه الحركة الدائرية^(١) للرياح باسم Vortex motion .

التغير اليومي في سرعة الرياح Diurnal variation of wind speed

إذا أغفلنا الأثر الناتج عن العوامل المختلفة التي تؤثر في إتجاه الرياح وسرعتها، لتبين أن هناك تغيراً يومياً -يكاد يكون شبه منتظم- في سرعة الرياح. (شكل ٢٥). فقد أوضحت نتائج الأبحاث المتيورولوجية بأن أعلى



(شكل ٢٥) التغير اليومي في سرعة الرياح فوق مدينة سان فرنسيسكو وفوق جبل تاماليبي على ارتفاع ٢٦٠٤ قدم

سرعة للرياح تحدث عند بداية فترة الظهيرة، وأقل سرعة لها تسجل عند الساعات الأولى قبيل شروق الشمس. وكثيراً ما يشعر الفرد بشدة الرياح أثناء النهار، وخفتها نسبياً أثناء الليل (في حالة عدم وجود إنخفاضات جوية). وتؤثر الرياح على حالة البحر الذي تقل إرتفاع أمواجه عادة خلال الفترة من غروب الشمس حتى بداية شروقها. ويرجع السبب

Herbert Riehl, "Introduction to the atmosphere", N. Y. (1972) P.183.

فى ذلك إلى أن سرعة الرياح تزداد مع إزدياد الإرتفاع عن سطح البصر. فأتثناء النهار يعمل الهواء الصاعد (نتيجة لتسخين سطح الأرض) على إستبدال الهواء وهبوط هواء بارد ليحل محله، ويكاد يكون لكل من هذين النوعين من الهواء الصاعد والهابط سرعة شبه منتظمة^(١). أما أثناء الليل فيصبح الهواء الملامس لسطح الأرض أشد برودة وكثافة ووزناً عن الهواء الذى يقع فوقه، ومن ثم يتبقى بالقرب من سطح الأرض، ويتأثر مثل هذا الهواء فى هذه الحالة بفعل إحتكاكه Friction مع سطح الأرض وبالتالي تقل سرعته.

وقد تنعكس هذه الصورة بالنسبة للمناطق الجبلية المنعزلة، حيث ينتج عن الأثر المحدود لاحتكاك الهواء لسطح الأرض أثناء النهار، إنتقال الهواء العلوى تحت تأثير الإضطرابات الهوائية Air trubulence وتهدأ الرياح نسبياً خلال فترة الظهيرة. أما أثناء الليل فإن الهواء الساخن يقع فوق الهواء البارد، ويؤدى ذلك إلى زيادة سرعة الرياح أثناء الليل.

ويوضح شكل (٢٥، ب) الإختلاف اليومى (خلال ٢٤ ساعة) لدرجة حرارة مدينة سان فرنسيسكو (على إرتفاع ٢٢٠ قدم) وقمة جبل تامالبيه Mount Tamalpais (على إرتفاع ٢٦٠٤ قدم) فى يوم من أيام شهر يناير (الشتاء) وفى يوم من أيام شهر يوليو (الصيف). ويتبين من دراسة شكل (٢٥) إنخفاض سرعة الرياح فوق مدينة سان فرنسيسكو (فى يوم من أيام شهر يناير) بحيث لا تزيد عن ٥ ميل/ الساعة من بداية شروق الشمس حتى الساعة ١٢ ظهراً وكذلك فيما بين الساعة ١٨ حتى الساعة ٢٤ (فى بعد غروب الشمس حتى قبيل شروقها فى اليوم التالى)، فى حين تزداد سرعة الرياح ويصبح لها قمة واضحة فى فترة الظهيرة خاصة من الساعة ١٢ حتى الساعة ١٨.

a--- Geiger, R., "The Climate near the ground", Harvard Univ. Press. Mass. (١) (1957), P.84.

b--- Gordon, A., H., "Elements os dynamic meteorology", Princeton. N. J. (1962).

وتختلف الصورة عن ذلك تماماً بالنسبة لقمة جبل تامالبيه، حيث يدل منحني سرعة الرياح اليومي على وجود إنخفاض واضح في سرعة الرياح (تبلغ نحو ١٧ ميل/الساعة) خلال ساعات النهار (الممتدة من الساعة ٩ صباحاً حتى الساعة ١٨ عند غروب الشمس) في حين تزداد سرعة الرياح أثناء ساعات الليل، وتصل إلى نحو ٢١ ميل/الساعة^(١).

وفي يوم من أيام فصل الصيف (شكل ٢٥ ب) يتبين أن المنحني اليومي لسرعة الرياح فوق مدينة سان فرانسيسكو له قمة عظمى تبلغ اقصاها الساعة ١٦ (الرابعة بعد الظهر) وتصل سرعة الرياح إلى نحو ٢١ ميل/الساعة، في حين تنخفض سرعة الرياح عن ذلك فيما بعد غروب الشمس أي بعد الساعة ١٨، وكذلك أثناء النصف الأول من النهار (من الساعة ٤ حتى الساعة ١٢ ظهراً)، وتقل سرعة الرياح عن ٨ أميال/الساعة.

أما بالنسبة لقمة جبل تامالبيه (في نفس اليوم من أيام الصيف) فيتبين من دراسة المنحني اليومي لسرعة الرياح أن هناك هبوطاً عميقاً في سرعة الرياح أثناء النهار خاصة من الساعة السادسة صباحاً حتى الساعة الثامنة عشر (عند غروب الشمس) ويسجل أقل إنخفاض في سرعة الرياح هنا حوالي الساعة ١٢ ظهراً حيث تصل إلى أقل من ١٧ ميل/الساعة. أما بعد غروب الشمس حتى قبيل الفجر، فتزداد سرعة الرياح وتبلغ أقصى سرعة لها عند الساعة ٢٢ (أي العاشرة ليلاً) حيث تصل إلى نحو ٢٣ ميل/الساعة.

الدورة العامة للرياح:

تؤثر درجة حرارة الهواء في تنوع مقدار الضغط الجوي، كما يؤثر نوع الضغط الجوي ومدى إنحداره في اتجاه الرياح وإختلاف سرعتها على سطح الأرض. وقد سبقت الإشارة من قبل إلى أن مقدار الإشعاع الشمسي في المناطق الإستوائية وتلك الواقعة فيما بين المدارين يعد مقداراً موجباً،

Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N. J. (1966)P. 86.

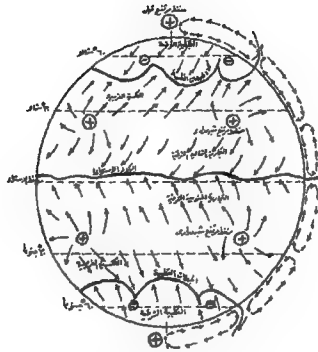
(١)

بمعنى أن الكمية المكتسبة من الحرارة فى هذه المناطق تعد أعلى من كمية الحرارة المفقودة. ومن ثم يتمثل فى هذه المناطق كميات كبيرة من الحرارة الكامنة Latent Heat، ويصعد الهواء الساخن المشبع ببخار الماء -فى المناطق الإستوائية وبوجه خاص عند المسطحات المائية الواسعة- إلى أعلى على شكل تيارات هوائية صاعدة. كما يحدث تبادل كتل هوائية بين مناطق ما بين المدارين وتلك التى تقع فيما ورائها وذلك خلال عمليات التوازن الحرارى للهواء الملاصق لسطح الأرض^(١). وإذا أغفلنا أثر العوامل التى تشكل درجة حرارة الهواء ونسبة رطوبته وإتجاه الرياح فيمكن أن نوجز صورة عامة لدورة الرياح فوق سطح الكرة الأرضية وذلك بقصد إيضاح العلاقات المتبادلة بين كل من الحرارة والضغط والرياح. (شكل ٢٦).

فتبعاً لارتفاع حرارة الهواء طوال العام فى المناطق الإستوائية، يتجمع الهواء، ويصعد إلى أعلى Air converges and rises، ويخف وزن الهواء بالقرب من سطح الأرض، وتتكون مناطق من الضغط المنخفض الدائم طول العام، وتعرف هذه المناطق بعدة مسميات منها «المرهو الإستوائى» Doldrums و«الإنخفاض الإستوائى» Equatorial Low و«الحوض الإستوائى» Equatorial trough، و«نطاق التيارات الصاعدة الإستوائية أو ما بين المدارين» Belt of equatorial or intertropical convergence وعند صعود الهواء إلى أعلى يتعرض للبرودة التدريجية خاصة فى الأجزاء العليا من طبقة التروبوسفير، وقد يتعرض لعمليات التكاثف وتسقط الأمطار التصاعدية فى المناطق الإستوائية خاصة فيما بعد الظهيرة وطول الليل. أما بقية الهواء العلوى الصاعد فيزداد وزنه ويكمل دورانه فى الغلاف الجوى بنصفى الكرة الأرضية ويتعرض للهبوط عند دائرتى عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً تقريباً. وتعرف هذه المناطق الأخيرة باسم

a--- Kendrew: W. g., "The Climates of the continents", 5th edi, London (١١) (1961) P.84.

b--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N. J. (1966)P.88-89.



(شكل ٢٦) الدورة العامة للرياح

عروض الخيل^١ The Horse Latitudes ويتمثل عندها مناطق من الضغط المرتفع الشتوى تبعاً لهبوط الهواء من أعلى إلى أسفل^(١). وعند إقتراب الهواء الهابط من سطح الأرض عند هذه العروض يتشتت الهواء أفقياً، وتتكون الرياح التى تتجه بدورها نحو مراكز الضغط المنخفض. ويطلق على الرياح التى تتجه نحو مراكز الضغط المنخفض الإستوائى الدائم اسم «الرياح التجارية» وهى شمالية شرقية فى نصف الكرة الشمالى وجنوبية شرقية فى نصف الكرة الجنوبى. أما الرياح التى تتجه نحو مراكز الضغط المنخفض الفصلى فى العروض المعتدلة فتعرف باسم الرياح العكسية أو الغربية فى نصفى الكرة الأرضية. (شكل ٢٧، وشكل ٢٨).

وتنحرف الرياح التجارية الجنوبية الشرقية - عند مرورها الدائرة

Trewartha, G. T., "An introduction to climate", N. Y. (1954) P.81. (١)



(شكل ٢٧) الإتجاه العام للرياح على سطح الأرض
 خلال فصل الصيف الشمالي (يوليو)



(شكل ٢٨) الاتجاه العام للرياح خلال فصل الشتاء

الشمالي (يناير)

الإستوائية- على يمين إتجاهها فى نصف الكرة الشمالى (قانون ثلر، وبحسب قوة كوريوليس) وتصبح رياحاً تجارية جنوبية غربية وتختلط مسالكها هنا مع الرياح الموسمية. كما تنحرف الرياح التجارية الشمالية الشرقية -عند مرورها الدائرة الإستوائية- على يسار إتجاهها فى نصف الكرة الجنوبى وتصبح رياحاً تجارية شمالية غربية^(١).

أما الرياح العكسية الغربية فى نصفى الكرة الأرضية، فتنسب على شكل مجموعات متجاورة من الإنخفاضات الجوية متجهة صوب الجبهات القطبية Polar Fronts. ويلاحظ أن الإتجاه الغربى السائد لهذه الرياح العكسية إنما يعزى أيضاً إلى أثر قوة كوريوليس. وتتلاقى كل من الرياح الغربية Westerlies والرياح القطبية الشرقية Easterlies (التي تتكون عند المناطق القطبية تبعاً لهبوط الهواء البارد من أعلى إلى أسفل) عند مناطق الضغط المنخفض شبه القطبية Subpolar lows or polar fronts فيما بين دائرتى عرض ٤٥°-٥٥° شمالاً وجنوباً تقريباً. ويلاحظ هنا وجود إختلافات كبيرة فى الخصائص الطبيعية لكل من الرياح الآتية من المناطق شبه المدارية، وتلك الآتية من المناطق القطبية، وينجم عن تقابل الهواء الساخن بالآخر البارد، تكوين الإنخفاضات الجوية Depressions or Lows التي تصاحب الرياح العكسية وتنساب معها من الغرب إلى الشرق (راجع شكل ٢٧ وشكل ٢٨).

هذا وتجدر الإشارة إلى أن هذه الدورة العامة للرياح تتزحزح شمالاً بمقدار ٥-١٠ درجات عرضية تبعاً لحركة الشمس الظاهرية وتعامدها على مدار السرطان خلال فصل الصيف الشمالى، وتتزحزح كل نطاقات هذه الرياح جنوباً بنفس المقدار السابق تبعاً لتعامد الشمس على مدار الجدى خلال فصل الصيف الجنوبى.

a--- Byers, H. R., "General meteorology", Mc Graw-Hill, N. Y. 3rd edi. (١) (1959) P.263.

b--- Hare, F. K., "The restless atmosphere", London, (1953).

التيارات الهوائية العليا النفاثة: Jet Streams

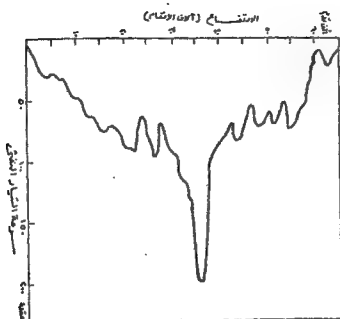
لا تتوقف دراسة حركة الهواء في الغلاف الجوى على الدورة العامة للرياح السطحية، بل ينبغي دراسة طبيعة حركة الهواء في الطبقات العليا كذلك، وتتطلب هذه الدراسة الإهتمام باستخدام وسائل الرصد الجوى الحديثة مثل إستخدام الصواريخ والطائرات والبالونات المذيعات المزودة بالأجهزة المختلفة، واستخدام الرادار لمتابعة حدوث الزوايح والأعاصير على شاشات التلفزيون الخاصة باستقبال بيانات الرصد الجوى في الطبقات العلوية من الغلاف الجوى^(١). والتي تبثها أجهزة الأتقمار الصناعية المناخية (المتيوسات). وتساهم هذه الدراسة في معرفة الخصائص العامة لحركة الهواء في طبقات الجو العليا وعلاقة ذلك بما يحدث له بالقرب من سطح الأرض.

وقد أكدت الدراسات المتيورولوجية الحديثة وجود تيارات هوائية على ارتفاعات عالية بطبقة التروبوبوز Tropopause وتقع نطاقاتها مسامتة لنطاقى الجبهات القطبية في نصفى الكرة الأرضية وتتميز هذه التيارات الهوائية العالية بشدة سرعتها، وتحركها الدائم من الغرب إلى الشرق. وتبعاً لشدة سرعتها تعرف هذه التيارات باسم التيارات الهوائية العليا النفاثة Jet Streams^(٢). وقد بلغت هذه التيارات الهوائية أقصى سرعة لها عند ارتفاع ٤٠ ألف قدم من سطح البحر وتصل هنا إلى أكثر من ٢٠٠ عقدة. (شكل ٢٩). وقد تبين أن هذه التيارات تزداد قوتها وتشتد سرعتها خلال فصل الشتاء (الشتاء الشمالى بالنسبة للتيارات العليا في الغلاف الجوى في نصف الكرة الشمالى، والشتاء الجنوى بالنسبة للتيارات الأخرى في نصف الكرة الجنوى). وتتكون هذه التيارات من عدة شعب متجاورة، تعرف الشعبة الوسطى الرئيسية منه - في النصف الشمالى من الكرة

(١) a--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N. J. (1966) P.91.

b--- Koeppe, C. E., "Weather and Climate", N. Y. Mc Graw- Hill (1958) P.74.

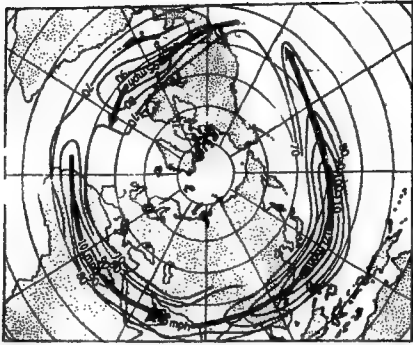
(٢) أول من أكد وجود هذه التيارات الهوائية العليا النفاثة هم رجال السلاح الجوى الأمريكى خلال الحرب العالمية الثانية. أثناء عمليات هجومهم الجوى فوق الجزر اليابانية على ارتفاع ٢٠ ألف قدم وقدرت سرعة هذه التيارات حينئذ بنحو ٢٠٠-٣٠٠ ميل/ساعة.



(شكل ٢٩) إختلاف سرعة التيارات النفثة العليا عند إرتفاعات مختلفة من سطح البحر

الأرضية- باسم تيارات فيرل الغربية Ferrel Westerlies (شكل ٣٠) وتبعاً لوقوع هذه التيارات النفثة فى طبقة التروبوبوز وفوق نطاق منطقة الجبهات القطبية وعند تلاقى الكتل الهوائية القطبية بالكتل الهوائية شبه المدارية، يرجح بعض الباحثين بأن دراسة مثل هذه التيارات الهوائية العليا النفثة فى طبقات الجو العليا، قد تساعد على تفهم حدوث الإضطرابات الجوية والأعاصير والإنخفاضات الجوية التى تحدث بالقرب من سطح الأرض.

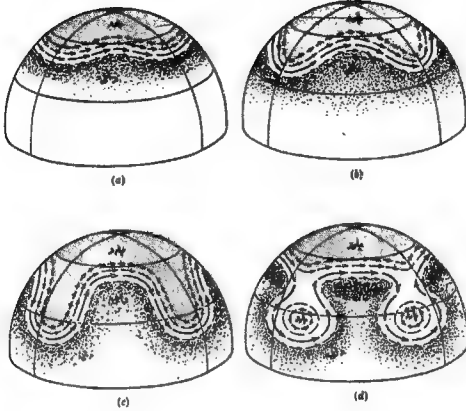
ويبلغ متوسط سمك الهواء فى هذه التيارات الهوائية العليا عدة آلاف من الأقدام، فى حين يتراوح إتساع التيار النفث من ٣٠٠-٤٠٠ ميل. وتتراوح سرعة الشعبة الوسطى الرئيسية من هذا التيار النفث العلوى من ٢٠٠-٣٠٠ عقدة. وتقل سرعة التيارات الهوائية النفثة خلال فصل الصيف الشمالى والجنوبى فى نصفى الكرة الأرضية.



(شكل ٣٠) التيارات النفثة العليا (مجموعة فيرل الغربية) خلال شهر يناير بنصف الكرة الشمالي
وعلى ارتفاع ٤٠,٠٠٠ قدم من سطح البحر، ومتوسط سرعتها ١٠٠ ميلاً في الساعة.

ويوضح الأستاذ تريوارثا^(١) (1954) Terwartha بأنه لا يوجد أي
تغير فصلى فى مسالك أو اتجاهات الدورة العامة للتيارات النفثة
العلوية، فقد تبين أن نظام مسالكها يكاد يكون ثابتاً طوال أيام السنة (على
الرغم من تزحزح نطاقاتها شمالاً وجنوباً مع حركة الشمس الظاهرية).
ولكن تبعاً لنوران هذه التيارات بشدة وبصورة مستمرة، فينبثق منها
موجات هوائية، قد تنفصل عن التيارات النفثة الرئيسية على مراحل
تدرجية متعاقبة. وعند انفصال هذه الموجات الهوائية تبدو الأخيرة على
شكل مناطق هوائية عظمى كروية الحجم باردة الهواء. ويرجع البعض بأن
هذه الكرات قد تكون هى المسئولة عن حدوث الاضطرابات الجوية السفلية
فوق مناطق العروض المعتدلة الباردة. (شكل ٣١).

Trewartha, G. T., "An introduction to climate", N. Y. (1954) P.90. (١)



(شكل ٣٩) حركة التيارات النفاتية العليا، ومراحل تكوّناتها للموجات الحلزونية الكروية الشكل، التي تنفصل عن التيارات النفاتية الرئيسية في مراحل متعاقبة.

وفي نصف الكرة الجنوبي سجلت عمليات الرصد الجوي ونتائجها التي تبثها أقمار المتيوسات المناخية الصناعية في الطبقات الجوية العليا حدوث التيارات الهوائية النفاتية في طبقة التروبوسفير، وبوجه خاص فوق أعالي العروض شبه المدارية فوق كل من أمريكا الجنوبية وأستراليا وجزر نيوزيلندا ومن ثم تعرف هذه التيارات باسم التيارات النفاتية شبه المدارية^(١) Subtropical Jet Streams. ولهذه التيارات الهوائية مسالك وإتجاهات تكاد تكون شبه ثابتة، وتحدث التيارات الهوائية بصورة مستمرة طوال أيام السنة، وقد سجلت أجهزة الرصد العلوية سرعة التيارات الهوائية النفاتية الممتثلة فوق المحيط الهندي بنصف الكرة الجنوبي من ٣٠٠ عقدة. وتنتج هذه التيارات الهوائية العلوية في إتجاه عام من الغرب إلى الشرق.

Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N. J. (1966) P.92.

وقد أكدت الدراسات المتيورولوجية الحديثة حدوث تيارات هوائية نفثة أخرى فى طبقة الأستراتوسفير على إرتفاع ٥٠ ميلاً فوق المناطق القطبية الشمالية. ويزداد حدوث هذه التيارات الهوائية العليا فى لىالى فصل الشتاء الشمالى وتصل سرعتها إلى أكثر من ٢٢٠ عقدة. وفى طبقة الأستراتوسفير فى نصف الكرة الجنوبى، رصدت تيارات هوائية نفثة هائلة الحجم فوق العروض المدارية على إرتفاعات تصل إلى نحو ١٢ ميلاً فوق سطح الأرض، وبلغت سرعتها أكثر من ٣٠٠ عقدة. وسميت هذه التيارات باسم تيارات كراكاتوا النفثة الشرقية Krakatoa Easterlies، حيث حملت هذه التيارات الهوائية العلوية، غبار بركان كراكاتوا عند ثوراته عام ١٨٨٣، ودارت به حول الكرة الأرضية عدة مرات وذلك قبل أن يتساقط على سطح الأرض.

الفصل السابع

أنواع الرياح فوق سطح الأرض

الرياح الدائمة والرياح الموسمية والرياح المحلية

نتج عن حدوث عمليات التوازن الحرارى فى الغلاف الجوى وتنوع مقدار الضغط الجوى فيه من منطقة إلى أخرى، تكوين نظام دائم من الرياح تتحرك بالقرب من سطح الأرض وتنتقل من مراكز الضغط المرتفع إلى مراكز الضغط المنخفض، وتمثل فى الرياح التجارية The Trades والرياح العكسية أو الغربية The Westerlies والرياح القطبية The Polar Winds. وحيث أن هبوب هذه الرياح جميعاً يعد هبوباً منتظماً (تبعاً لتأثير نظام هبوبها بالنطاقات الحرارية ومناطق الضغط الجوى المختلفة) خلال فترات السنة فتعرف هذه المجموعة من الرياح باسم «الرياح الدائمة». هذا إلى جانب تكوين مجموعة أخرى من الرياح تعرف باسم «الرياح الموسمية». تبعاً لهبوبها خلال مواسم معينة من السنة وترتبط إتجاهاتها ونظام هبوبها بمدى تغير مراكز الضغط الجوى المختلفة من فصل إلى آخر ومن مكان إلى آخر على سطح الأرض. وهناك مجموعة ثالثة من الرياح تعرف باسم «الرياح المحلية» حيث إن تأثيرها يقتصر على مساحات محددة من سطح الأرض، كما أنها تهب خلال فترة زمنية وقنية قصيرة نسبياً وبصورة متقطعة. وترتبط نشأة هذه المجموعة الثالثة من الرياح كذلك بتنوع مراكز الضغط الجوى المحلى والتي تختلف خصائصها من وقت إلى آخر بسبب ظروف نشأتها، وللرياح المحلية أسماء محلية متعددة. وفيما يلى حديث موجز عن أنواع هذه الرياح وخصائصها العامة.

«أولاً» الرياح الدائمة

(١) الرياح التجارية:

عرفت الرياح التجارية بهذا الإسم منذ العصور الوسطى، وقبل إختراع الآلة البخارية، حيث كانت السفن التى تعبر المحيطات سفناً شراعية وتعتمد على الرياح فى تيسيرها. وقد كانت هذه السفن تصادف صعوبات شديدة عند عبورها المسطحات المائية الإستوائية (تبعاً لصعود الهواء) تعرقل من سيرها، ولكن بمجرد خروج السفن من نطاق دائرة الرهو الإستوائى، تتعرض للرياح وتساعدنا الأخيرة على تحركها بسهولة. ومن ثم أطلق البحارة على هذه الرياح إسم «الرياح التجارية» The Trades.

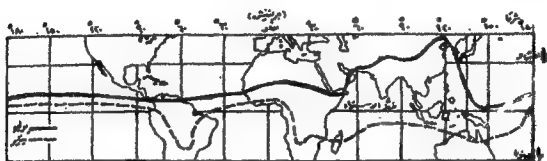
ومنذ بداية الحرب العالمية الثانية إهتمت محطات الأرصاد الجوية بجمع بيانات تفصيلية عن أنواع الرياح التى تتمثل فى العروض المدارية ومعرفة خصائص مناطق الرهو الإستوائى. وقد أكدت هذه البيانات بأن الإتجاه السائد للرياح التجارية فى العروض المدارية هو الإتجاه الجنوبى الشرقى فى نصف الكرة الجنوبى، والإتجاه الشمالى الشرقى فى نصف الكرة الشمالى. وإن المتوسط السنوى لاتجاه الرياح التجارية فى نصف الكرة الجنوبى هو ١٣٥° (١) وإن المتوسط السنوى لسرعتها $٦,٥٥$ متراً/الثانية ودرجة سرعتها بحسب مقياس بيوفورت نحو $٤,٠٧$ ، ويظهر ذلك فى الجدول الآتى الذى يوضح إتجاه الرياح التجارية الجنوبية الشرقية ومتوسط سرعتها فى العروض المدارية (فيما بين ١٠° - ٢٠° جنوباً) بالمحيط الهادى (٢).

وتنسب الرياح التجارية من مناطق الضغط المرتفع فوق منطقة مدار السرطان فى نصف الكرة الشمالى وفوق منطقة مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبى وتتجه نحو منطقة الضغط المنخفض الإستوائى الدائم

(١) على أساس أن الإتجاه الشمالى يساوى صفراً ٣٦٠° والإتجاه الشرقى ٩٠° والإتجاه الجنوبى ١٨٠° والإتجاه الغربى ٢٧٠° .

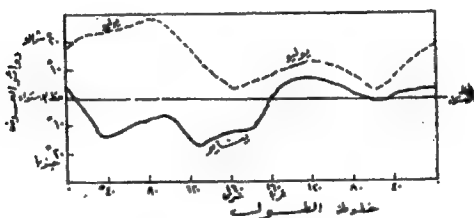
(٢) Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.76. (١)

(منطقة الرهو الإستوائى) وتحل هذه الرياح محل الهواء الصاعد عند هذه المنطقة. (شكل ٣٢).



(شكل ٣٢) مناطق التيارات الهوائية الصاعدة فيما بين المدارين وتزحزحهما شمالاً وجنوباً مع حركة الشمس الظاهرية.

وتتزحزح أبعاد هذه المنطقة مع حركة الشمس الظاهرية فيما بين المدارين ومن ثم تؤثر فى حركة وإتجاهات الرياح التجارية، وفى أى حالة من حالات تعامد الشمس على دوائر العرض المختلفة تبعاً لحركتها الظاهرية فإن معظم نطاقات منطقة الركود الإستوائى تقع إلى الشمال من الدائرة الإستوائية نفسها (شكل ٣٣) وقد إعتقد بعض الباحثين بأن هذه المنطقة



(شكل ٣٣) قطاع يوضح تزحزح منطقة الركود الإستوائى ووقوع القسم الأكبر منها شمالاً من الدائرة الإستوائية.

الأخيرة تشكل كل نطاق الدائرة الإستوائية وما يجاورها وأن نطاق الرهو الإستوائى فى هذه الحالة يعد نطاقاً متصل الأجزاء. ولكن أكدت نتائج الدراسات المتيورولوجية الحديثة بأن نطاق الرهو الإستوائى (حيث يصعد الهواء إلى أعلى باستمرار، وتتميز بتكوين السحب الركامية وسقوط الأمطار التصاعدية، وكثرة حدوث عواصف الرعد والبرق) لا يتمثل فوق كل النطاق الإستوائى فى العالم، كما تختلف خصائص نطاق الرهو الإستوائى -فى مناطق نشأته- من فصل إلى آخر^(١). ويتركز نشوء مناطق الرهو الإستوائى فى ثلاث مناطق رئيسية تتمثل فيما يلى:

١- المسطحات المائية الإستوائية بالمحيط الهندى وبالقسم الغربى من المحيط الهادى، ويمتد هذا النطاق من خط طول ١٨٠° شرقاً حتى الساحل الشرقى بقارة إفريقيا، ويتمثل على طول الدائرة الإستوائية وما يجاورها. ويبلغ طول هذه المسافة حوالى ١٠٠ ميل، أى أكثر من ١/٣ محيط الكرة الأرضية. ويؤثر هذا النطاق الذى يعرف باسم منطقة الركود الهندية -الباسيفيكية. Indo-Pacific doldrums فى مناخ مساحة واسعة من سطح الكرة الأرضية تصل إلى نحو ١ مليون ميل مربع.

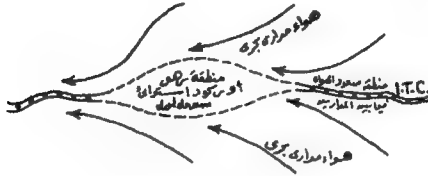


(شكل ٢٤) النطاقات الرئيسية للرهو الإستوائى

ب- المسطحات المائية الإستوائية حول ساحل غرب إفريقيا، وتمتد منطقة الرهو الإستوائى هنا إلى الشمال من الدائرة الإستوائية بخلاف الحال فى منطقة الرهو أو الركود الهندية -الباسيفيكية التى تتمثل فوق

(١) Crowe, P. R., "Wind and Weather in the Equatorial Zone", Inst. Brit-Geog. (١) Trans. and Papers, vol.71 (1951) P.21-76.

منطقة الدائرة الإستوائية نفسها. ويعد نطاق الرهو الإستوائى لساحل غانه وغرب إفريقيا لساناً صغيراً من الهواء الصاعد. (شكل ٣٥) ويقل أثره المناخى كلما إتجهنا إلى الغرب من ساحل غانه ويختفى هذا النطاق فوق المياه الإستوائية بالقسم الأوسط من المحيط الأطلسى^(١).



(شكل ٣٥) كيفية تكوين منطقة الرهو الإستوائى

على شكل لسان هوائى داخل نطاق مناطق صعود الهواء فيما بين المدارين

جـ- المسطحات المائية شبه الإستوائية بالقرب من الساحل الغربى لأمريكا الوسطى وهو نطاق محدود الإتساع، يتأثر بالتيارات الهوائية الإستوائية الصاعدة، وتشبه خصائصه العامة تلك التى تتمثل فى نطاق الرهو بساحل غانه الإفريقى. ويلاحظ أن نطاق الرهو الإستوائى للساحل الغربى لأمريكا الوسطى (فى المحيط الهادى) يقع إلى الشمال من الدائرة الإستوائية. ويعزى ذلك إلى أن حرارة الهواء الملامس لسطح المياه فى المحيط الهادى الشمالى - وكذلك حرارة المياه نفسها - أعلى منها فى المحيط الهادى الجنوبى^(٢).

وعند عبور الرياح التجارية الجنوبية الشرقية الدائرة الإستوائية تنحرف - كما سبق الإشارة من قبل - على يمين إتجاهها فى نصف لكرة الشمالى وتصبح رياحاً تجارية جنوبية غربية. أما الرياح التجارية الشمالية

a--- Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.78. (١)

b--- Miller, A. A., "Climatology", London (1953). P.82.

(٢) د. حسن أبو العينين «جغرافية البحار والمحيطات» بيروت - الطبعة الثالثة (١٩٧٩).
والطبعة التاسعة - الإسكندرية (١٩٩٦)

الشرقية فإنه عند عبورها هذه الدائرة تنحرف إلى الأخرى على يسار اتجاهها في نصف الكرة الجنوبي وتصبح رياحاً تجارية شمالية غربية. وعلى ذلك يلاحظ أن الرياح التجارية الجنوبية الغربية (في نصف الكرة الشمالي) تختلط مسالكها مع الرياح الموسمية (التي يعظم تكوينها خلال فصل الصيف الشمالي بفعل التيارات الهوائية الصاعدة)، ويمتد نطاق هذه الرياح التجارية الغربية فيما بين نطاقى الهواء الصاعد الشمالى والجنوبى فيما بين المدارية. Northern and Southern Intertropical Convergences (N.I.T.C and S.I.T.C.).

وتؤكد الأبحاث المتيورولوجية بأن النطاق الرئيسى لهذه الرياح التجارية الجنوبية الغربية يقتصر على بعض المناطق شبه الإستوائية في نصف الكرة الشرقى وفوق بعض المناطق المدارية من أوسط إفريقيا، وجنوب شرق آسيا، وشمال أستراليا، في حين يكون تأثيرها ضعيفاً في المناطق شبه الإستوائية بنصف الكرة الغربى.

وقد أوضحت نتائج الدراسات المتيورولوجية بأن هواء الرياح التجارية المختلفة لا يعد متجانساً من حيث الخصائص الطبيعية. فقد تبين بأن الرياح التجارية الجنوبية الغربية التي تتجه نحو الشمال الشرقى (بعد أن تعبر الدائرة الإستوائية) تقترب من مناطق الضغط المرتفع شبه المدارى، تكون هنا قليلة الرطوبة (بعد سقوطها للأمطار، وتبعاً لهبوط الهواء وتشسته بالقرب من سطح الأرض عند مدار السرطان Air subsidence and divergences). وكثيراً ما يميز الباحثون هواء الرياح التجارية في هذه الحالة على أنه كتل هوائية مدارية. أما الرياح التجارية الشمالية الشرقية والتي تتجه جنوباً صوب الدائرة الإستوائية، وتعتبر مسطحات مائية واسعة، تتميز بارتفاع درجة حرارة الهواء وارتفاع نسبة الرطوبة فيه، وينجم عن تلاقى كل من الرياح التجارية المختلفة في نصفى الكرة الأرضية تكوين الأعاصير المدارية Tropical cyclones والهريكين Hurricanes، بل واضداد الأعاصير كذلك Anticyclones، خاصة في القسم الغربى من

المسطحات المائية المحيطية فيما بين المدارين^(١). وعلى ذلك تختلف الخصائص الطبيعية العامة للرياح التجارية تبعاً لمناطق نشوء أصداد الأعاصير شبه المدارية Subtropical anticyclones. فعلى الجانب الشرقي من مناطق أصداد الأعاصير المدارية، تكون الرياح التجارية قليلة الرطوبة (حيث يكون الهواء هابطاً بشدة، ويكون الضغط الجوي مرتفعاً)، أما على الجانب الغربي لمناطق حدوث أصداد الأعاصير، فيكون الهواء الهابط محدود الأثر، ومن ثم قد تتكون الأعاصير، وتكون الرياح مرتفعة الرطوبة.

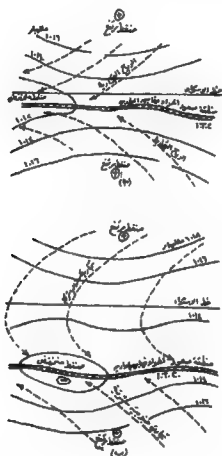
وقد تعددت آراء الباحثين حول ما يتعلق بإمكانية تكوين «جبهات» Fronts عند الدائرة الإستوائية وما حولها كمثل الجبهات شبه القطبية التي تتكون عند مناطق الضغط المنخفض في العروض المعتدلة. فيرجح البعض تكوين جبهات إستوائية تبعاً لتلاقى كتل هوائية متنوعة، تختلف فيما بينها من حيث خصائصها الطبيعية (خاصة درجة الحرارة ونسبة الرطوبة). في حين يعتقد البعض الآخر بأنه عند وصول الرياحات المختلفة الدائرة الإستوائية، تتأثر بفعل الإشعاع الشديد، ويصعد الهواء الساخن (مهما كان مصدره) إلى أعلى وتتكون مناطق الرهو الإستوائى.

وتختلف اتجاهات الرياح التجارية وكيفية تقابل بعضها مع البعض الآخر تبعاً لموقع منطقة الهواء الصاعد الإستوائى فيما بين المدارين Inter-tropical Convergence (I.T.C.)، وذلك يتوقف على قوة الإشعاع الشمسى التى تتباين من منطقة إلى أخرى تبعاً لحركة الشمس الظاهرية، وأوقات تعامدها على مدار السرطان فى فصل الصيف الشمالى، ومدار الجدى فى فصل الصيف الجنوبى. وفى حالة وقوع منطقة الهواء الصاعد فيما بين المدارين أو الإستوائى (I.T.C.) قريبة من المنطقة الإستوائية، تتلاقى عندها الرياح التجارية بحيث تكون شمالية شرقية (شمال الدائرة الإستوائية) وجنوبية شرقية (جنوب الدائرة الإستوائية). وفى بعض الأحيان تتجه الرياح التجارية بحيث تكون موازية للدائرة الإستوائية

Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.77.

(١)

نفسها وذلك قبل أن تتعرض للانحراف عند عبورها هذه الدائرة (شكل ١٣٦) أما إذا كانت منطقة الهواء الصاعد الإستوائي (I.T.C.) تقع إلى الجنوب من الدائرة الإستوائية أو إلى الشمال منها بمسافات بعيدة (شكل ٣٦ ب)، فإن الرياح التجارية يتقابل بعضها مع البعض الآخر بعد أن



(شكل ٣٦) توزيع اتجاه الرياح التجارية والضغط الجوي في حالة:

- أ- عندما تقع مناطق صعود الهواء المدارى I.T.C. بالقرب من خط الإستواء.
- ب- عندما تقع مناطق صعود الهواء المدارى I.T.C. إلى الجنوب من خط الإستواء.

يتعرض قسم منها لعملية الانحراف، ومن ثم تصبح الرياح التجارية الشمالية الشرقية رياحاً شمالية غربية، وتصطدم بالرياح التجارية الجنوبية الشرقية جنوب الدائرة الإستوائية

(٢) الرياح العكسية أو الغربية:

يتعرض الهواء العلوى إلى الهبوط Air subsidence عند مناطق عروض الخيل، وتتمركز هنا مناطق الضغط المرتفع المدارى. وعندما يقترب الهواء الهابط من سطح الأرض يتشتت diverge، وينساب على شكل رياح سطحية يتجه بعضها نحو مراكز الرهو الإستوائى وتعرف باسم الرياح التجارية أو الشرقية، The Easterlies، فى حين ينساب بعضها الآخر فى إتجاه مضاد لهذه الرياح السابقة وتتجه نحو مراكز الضغط المنخفض شبه القطبى فى العروض المعتدلة الباردة فى نصفى الكرة الأرضية وتعرف باسم الرياح العكسية أو الغربية The Westerlies.

ويلاحظ أن حدود نطاق الضغط المنخفض شبه القطبى يختلف من مكان إلى آخر، كما يختلف إمتداده من فصل إلى آخر. ومن ثم يرسم هذا النطاق فوق خرائط الطقس على شكل أقواس منحنية. وتتميز الرياح الغربية بأنها ليست رياحاً شديدة عاصفة، كما أنها ليست خفيفة هادئة بل يغلب عليها الاعتدال فى سرعتها وفى قوتها معظم أوقات هبوبها. وتتراوح معدل درجات سرعتها بحسب مقياس بيوفورت من ٣ إلى ٧ أى تتراوح سرعتها من نوع الرياح الهادئة Gentle breeze إلى نوع الرياح العالية Moderate gales. ولكن يصاحب هذه الرياح بين الصين والآخر، الإنخفاضات الجوية Depressions وهذه الأخيرة تكون سبباً فى نشوء الرياح الهوجائية الشديدة Strong gales والعواصف المدمرة Storms (تتراوح سرعة الرياح هنا من ٩-١١ بحسب مقياس بيوفورت). وتقل نسبة الهدوء فى هذه الرياح، بخلاف الحال فى الرياح التجارية التى قد يظل الهواء فيها هادئاً لفترات وفترة طويلة. وعلى ذلك تبدو نسبة الهدوء الممثلة فى وردات الرياح العكسية (الغربية) محدودة جداً.. وقد لا تتعدى هذه النسبة ٥ ٪ بالنسبة للرياح العكسية فوق أجزاء متفرقة من حوض البحر المتوسط. ويرجع ذلك إلى أن كلاً من الجبهات والعواصف Fronts and

Storms (أو بمعنى آخر الأعاصير Cyclones واضدادها Anti-cyclones) تهب من الغرب إلى الشرق مع نفس مسالك الرياح العكسية أو الغربية^(١).

وفي نصف الكرة الجنوبي خاصة فيمَا بين دائرتي عرض ٤٠°-٦٥° جنوباً يكاد يختفى الياپس ويزداد إتساع المسطحات المائية. ومن ثم يمكن ملاحظة تأثير الرياح الغربية على كل من التغيرات الطقسية وعلى حالة البحر عند هذه العروض. وقد تبين أن الرياح الغربية فوق المسطحات المائية عند هذه العروض في نصف الكرة الجنوبي تتميز بشدتها وسرعتها سواء أكان ذلك خلال فصل الصيف أو فصل الشتاء. وعند نطاق دائرة عرض ٤٠° جنوباً يطلق الملاحون على الرياح الغربية هنا إسم «الأربعينات المزمجرة» Roaring Forties وعند دائرة عرض ٥٠° جنوباً تعرف باسم «الخمسينات الثائرة» Furious Fifties وعند دائرة عرض ٦٠° جنوباً تعرف باسم «الستينات الصارخة»^(٢) Shrieking sixties. وبالقرب من رأس هورن Cape Horn عند الطرف الجنوبي لقارة أمريكا الجنوبية (دائرة عرض ٥٥° جنوباً) تجعل هذه الرياح الغربية العنيفة محاولة الملاحة البحرية حول الرأس البحري الجنوبي لقارة أمريكا الجنوبية أمراً خطراً بل تكاد تكون شبه مستحيلة في بعض الأحيان^(٣). فيتمثل عند هذا الموقع الأخير مراكز نشوء الهوجاء الشديدة التي تتخذ مسالكها الإتجاه الشرقي مع الرياح الغربية ويتوالى حدوث الواحدة منها بعد الأخرى، ولا يفصل بين كل هوجاء وأخرى سوى فترة وقتية قصيرة تهب فيها الرياح المعتدلة lulls. ويسود في هذه المنطقة الطقس البارد غير المستقر Chilly Weather وتظهر السماء ملبدة بالغيوم Cloudy Skies، ويزداد إرتفاع أمواج البحر خاصة حول جزر لوس استادوس Los Estados وتبدو هذه الأمواج وكأنها جبال بحرية Mountainous Seas.

(١) Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.83-84.

(٢) المرجع السابق؛ ص ٨٣.

ب- د. علي البنا «الجغرافية المناخية والنباتية» بيروت ١٩٦٨.

(٣) Howard, J. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.84.

ويوضح الجدول الآتى الإتجاه السائد للرياح الغربية خلال أشهر السنة (بالدرجات) ومتوسط سرعة الرياح وإتجاهها فوق المحيط الهادى فى نصف الكرة الجنوبى، فيما بين ٣٥-٤٥ جنوباً، ٧٠-٨٠ شرقاً. (يلاحظ أن أنواع الرياح قد صنفت فى هذا الجدول تبعاً لمقياس بيوفورت، وإن العدد الشهرى لكل نوع منها هو من جملة رصد ١٠,٠٠٠ حالة للرياح)^(١).

حالة السكون (سكن)	دريكين (١٣)	عاصف (١١)	رياح قوية (٦)	رياح معتدلة (٤)	رياح خفيفة (١)	إتجاه الرياح (بالدرجات)	بيان الرياح
١٤٤	١٢	٤٠٢	٢٠٨١	٥٧٢	١٤٠٠	٣٦١	يناير
٣٢٨	٢٥	٦١٧	١٢٢٠	٥٣٢	١٣٧٣	٣٦١	فبراير
١٨١	٣٩	١١٢٨	١٣٣٩	٥٣٢	٨٤١	٣٦٤	مارس
١٤٥	٧٨	١٢٢٧	١٢٥٧	٤٨٢	١١٨٨	٢٠٤	أبريل
١٠٢	١٢٥	١١٢٤	١٣٣٢	٣٢٠٩	٥٣٦	٧٨٤	مايو
٧٢	١٨١	١٢١٠	١٣٠٤	٢٣٧٢	١٢٢	٢٨١	يونيو
٩٥	١١٩	١٢٨١	١٢٤٠	٢٠٣٢	٢٢١	٢٨٨	يوليو
١١٧	١٠٦	١٣٠٢	١٢١١	٢٣١١	٤٧٨	٢٨٥	أغسطس
١١٢	١٢٥	١٢٨٩	١٣٣٢	٢٢٠٦	٤٢٧	٢٨٢	سبتمبر
٥٧	١١٠	١٢٣٢	١٢٢٨	٤٠٦	٦٠٥	٢٨١	أكتوبر
١٢٧	٦٥	١١٢١	١٢٠٦	٥٣٢	١٣٨	٢٧٤	نوفمبر
٨٤	٢٧	١٢٠	١٢٢١	٥٢٠٩	٦٥١	٢٠٨	ديسمبر

Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.83-84.

(١)

ومن دراسة هذا الجدول يلاحظ أن الاتجاه السائد للرياح هو الإتجاه الغربى والإتجاه الشمالى الغربى وأن معظم الرياح من نوع الرياح المعتدلة (٤) والقوية (٦) بحسب مقياس بيوفورت. كما يصاحب هذه الرياح كذلك حدوث العواصف والهريكين وتقل نسبة سكون الرياح عن ١٢٪. ويتبين أن الرياح القوية والعواصف والهريكين يزداد حدوثها خلال شهرى يونيو ويوليو (فصل الشتاء الجنوبي) فوق هذا القسم من المحيط الهندى.

أما الرياح الغربية فى نصف الكرة الشمالى، فتتأثر خصائصها هنا تبعاً لتنوع التوزيع الجغرافى بين اليابس والماء وتبعاً للامتداد النسبى لليابس فى هذا القسم أكثر منه فى نصف الكرة الجنوبي. ومن ثم يبدو نظام الرياح الغربية فى نصف الكرة الشمالى أكثر تعقيداً منه فى نصف الكرة الجنوبي كما أن الرياح الغربية تعد أقل قسوة وضراوة فى فصل الصيف عنها فى فصل الشتاء.

ويتبين من بيانات الرصد الجوى للرياح الغربية فى نصف الكرة الشمالى خلال فصل الصيف، بأن هذه الرياح تهب على شكل نسيم معتدل وعليل Fresh breeze، وإنها تهب من عدة إتجاهات مختلفة، وتكاد تتساوى نسب هذه الإتجاهات على وردات الرياح الصيفية. أما فى فصل الشتاء، فتشبه الرياح الغربية هنا مثيلتها فى نصف الكرة الجنوبي، وتهب فى كثير من الأوقات على شكل رياح هوجاء عنيفة Strong and biosterous ويغلب على مسالكها الإتجاه الغربى. وتتجه هذه الرياح بشدة صوب مراكز الضغط المنخفض شبه القطبية الباردة Cold subpolar troughs. ولما كانت هذه المناطق الأخيرة تعد مناطق إلتقاء الكتل الهوائية الباردة الآتية من الشمال مع الكتل الهوائية الدفينة نسبياً الآتية من الجنوب، فإنه يتكون هنا خط من الجبهات متعرج ومقوس الشكل ويكثر عنده حدوث الأعاصير وأصدادها. ويؤكد الأستاذ تريوارثا^(١) Trewartha، بأن هذا النطاق الأخير يتميز بالطقس المتنوع Variable Weather،

Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.85.

والعواصف الشديدة Strong وذلك بصورة أشد من تلك التى تتمثل عند مناطق إلتقاء الرياح التجارية المختلفة (الشمالية الشرقية مع الجنوبية الغربية فى نصف الكرة الشمالى) فى العروض المدارية.

(٣) الرياح القطبية:

تقل عدد محطات الرصد الجوى فى المناطق القطبية، عنها بالنسبة لأى مناطق أخرى من العالم. وعلى ذلك فإن المعلومات المتيورولوجية الخاصة بدورة الرياح القطبية السطحية Surface Circulation لا تزال فى حاجة إلى المزيد من التفاصيل حتى الوقت الحاضر. وإذا كان بعض الباحثين يؤكد بأن الاتجاه العام لهذه الرياح القطبية هو الاتجاه الشرقى، وعرفت الرياح باسم الرياح القطبية الشرقية Polar Easterlies فإن بعضهم الآخر يشكك فى صحة هذا الاتجاه الشرقى السائد لهذه الرياح. وفوق خرائط مكتب الطقس الأمريكى U.S Weather Bureau يتضح أن الاتجاه السائد للرياح القطبية فيما بين دائرة عرض ٦٥° شمالاً وحتى القطب الشمالى، هو الاتجاه الشرقى. فى حين نلاحظ أن الاتجاه السائد لهذه الرياح عند نفس دوائر العرض فوق خرائط الطقس الروسية، هو الاتجاه الغربى.

وعلى أى حال، فإن الرياح القطبية تتجه من مراكز الضغط الجوى المرتفع عند القطبين (الشمالى والجنوبى فى نصفى الكرة الأرضية) تبعاً لهبوط الهواء البارد عند هذه المناطق، إلى مراكز الضغط المنخفض عند العروض المعتدلة الباردة ونحو مراكز تكوين الجبهات شبه القطبية فى نصفى الكرة الأرضية. ونظراً لقلة اتساع اليابس فى نصف الكرة الجنوبى، عند هذه العروض، فمن النادر وجود محطات للرصد الجوى للرياح القطبية. ومع ذلك اهتمت الدول باقامة مثل هذه المراسد فوق بعض أجزاء من القارة القطبية الجنوبية، وكذلك عند الطرف الجنوبى لقارة أمريكا الجنوبية، وبالجزيرة الجنوبية من نيوزيلند. وتظهر مؤثرات الرياح القطبية فى مناخ مناطق شمال أوراسيا وشمال أمريكا الشمالية وجزيرة جرينلند.

«ثانياً» الرياح الموسمية

يدل تعبير «رياح موسمية» Monsoons بمعناه العام على أى نوع من الرياح تهب فوق أى منطقة من سطح الأرض خلال مواسم معينة من مواسم السنة أما تعبير «رياح موسمية» بمعناه الخاص، فقد حدده الأستاذ ماثيوفونتتين موري^(١) (Maury, M. F., (1855 P.474) بأنه يدل على الرياح التى تهب فى إتجاه محدد خلال النصف الأول من العام ثم تهب فى إتجاه مضاد لهذا الإتجاه السابق خلال النصف الثانى من العام. وقد استخدم الكتاب تعبير «الرياح الموسمية» ليدل بوجه خاص على الرياح الشمالية الشرقية التى تهب على البحر العربى خلال الفترة من أكتوبر إلى أبريل، وعلى الرياح الجنوبية الغربية التى تهب عليه خلال الفترة من إبريل إلى أكتوبر. وإذا اعتبرنا أن إصطلاح «رياح موسمية» يستخدم ليدل على المناطق التى تتعرض لرياح موسمية (فصلية) تهب فى إتجاهات مضادة Seasonal Wind reversal خلال فترات مختلفة من السنة لتبين أن هناك أجزاء أخرى من سطح الأرض يمكن أن ينطبق هذا الإصطلاح على نظام هبوب الرياح فيها ومن بينها الآتى:

أ- المناطق الانتقالية التى تقع بين نطاق الرياح الشرقية القطبية ونطاق الرياح الغربية، أى عند مناطق جبهات الضغط المنخفض شبه القطبى خاصة عند السكا وشمال غرب كندا وخليج هدسن والنرويج والبحر الأبيض الروسى وشمال سيبيريا. فيلاحظ أن كل هذه المناطق تتعرض لرياح فصلية (موسمية) ذات إتجاهات معينة خلال القسم الأول من العام، ثم تتعرض لرياح أخرى ذات اتجاه مضاد للرياح الأولى خلال النصف الثانى من العام.

ب- المناطق شبه المدارية فيما بين نطاق هبوب الرياح الغربية والرياح

(١) Maury, M. F., "The Physical Geography of the sea", London (1855) P.474. هذا وإن تمبير "Monsoon" تستخدم فى اللغة الإنجليزية اليوم مستمد من الكلمة العربية «موسم» Mausim.

التجارية الشرقية المدارية، خاصة فى مناطق كاليفورنيا وخليج المكسيك وتكساس وجنوب أفريقيا وجنوب استراليا.

ومن ثم أوضح الكتاب أن تعبير «رياح موسمية» ينبغي أن يدل على هبوب رياح معينة فى مواسم معينة من السنة ذات اتجاهات مضادة أى يختلف إتجاه الرياح من فصل إلى آخر، وإن السبب الرئيسى فى نشأة هذه الرياح لابد أن يرجع إلى الاختلافات الحرارية الفصلية بين كل من حرارة الهواء الملامس لليابس وذلك الملامس للمسطحات المائية المجاورة^(١).
"Seasonal differential heating of extensive land and water surfaces"

وقد أكدت الدراسات المناخية الحديثة بأن «الرياح الموسمية» ما هى إلا مظهراً من مظاهر الاختلاف الحرارى الفصلى بين كل من اليابس والمسطحات المائية المجاورة، وأثر ذلك فى حدوث نظام هائل من التيارات الصاعدة^(١).
"Monsoons are a system of winds is simply a convectonal system on a gigantic scale"

فخلال فصل الصيف (الصيف الشمالى، والصيف الجنوبى) ترتفع حرارة الهواء الملامس لسطح اليابس المتسع فى العروض المدارية بدرجة أكبر منه فوق المسطحات المائية المجاورة، وعلى ذلك يصعد هواء اليابس الساخن إلى أعلى وتتكون مناطق عميقة من الضغط المنخفض الفصلى تتجه إليها رياح «موسمية» آتية من فوق المسطحات المائية والتى يتمركز فوقها مناطق من الضغط المرتفع النسبى. وتبعاً لارتفاع نسبة الرطوبة فى الرياح الموسمية (التي تهب من المسطحات المائية نحو اليابس) تسقط

(١) a--- Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate". N. Y., (1954) P.94.
ب- أوضح الأستاذ «دافلى» ستامب، إبان السبب الرئيسى فى نشأة الرياح الموسمية هو الاختلافات الحرارية بين هواء كل من اليابس والمسطحات المائية المجاورة خلال فصول السنة (Periodic changes of temperature in the surrounding land and water surfaces)
Stamp. D. L., "A glossary of geographical terms", Longmans London (1961) P.323.

امطار موسمية غزيرة^(١)

أما خلال فصل الشتاء (الشتاء الشمالي، والشتاء الجنوبي) فيحدث عكس هذه الحالة فى نظام هبوب الرياح، حيث يبرد الهواء الملامس لسطح اليابس للتوسع بدرجة أكبر من الهواء الممثل فوق المسطحات المائية المجاورة. وعلى ذلك يهبط الهواء من أعلى إلى أسفل فوق أسطح اليابس، وتتكون مناطق واسعة من الضغط المرتفع الفصلى، تخرج منها الرياح «الموسمية» الجافة متجهة إلى المسطحات المائية المجاورة والتي يتمركز فوقها مناطق من الضغط المنخفض النسبى. وهكذا تتعرض كل من المسطحات المائية واليابس المجاور لنظام فصلى للرياح «رياح موسمية» تهب فى اتجاهات مضادة من فصل إلى آخر، وتعزى نشأة هذه الرياح أساساً إلى تأثير الهواء الصاعد والهواء الهابط بسبب الاختلافات الحرارية الفصلية بين كل من الهواء الملامس لسطح اليابس والهواء الملامس للمسطحات المائية فى العروض المدارية

وعلى ذلك فإن الرياح الموسمية تختلف عن الرياح التجارية وإن كانت تهب معها فى نفس نطاقات هبوبها، بل قد تتخذ كلها نفس الإتجاه. وفى فصل الشتاء الشمالى تخرج الرياح التجارية الشمالية الشرقية من مناطق الضغط المرتفع النسبى فوق المسطحات المائية بجنوب شرقى آسيا (رياح ضعيفة خلال هذا الفصل) وتتجه صوب مناطق الضغط المنخفض الإستوائى الدائم وتتقابل مع الرياح التجارية الجنوبية الغربية (بعد انحراف هذه الرياح الأخيرة عند عبورها الدائرة الإستوائية). وفى نفس الوقت تهب هذه الرياح الموسمية الشمالية الغربية الآتية من أواسط آسيا حيث مراكز الضغط المرتفع الشتوى، وتتجه هذه الرياح نحو المسطحات المائية المجاورة ذات الضغط المنخفض النسبى. وتبعاً لوقوع مناطق الضغط المنخفض المحلى، تغير الرياح الموسمية من اتجاهاتها، وقد تصبح شمالية

a--- Trewartha, G. T.. "An Introduction to Climate". N. Y. (1954) P.94. (١)

b- Gresswell, R. K.. "Physical geography". Longman (1972) P.59.

شرقية (فوق ساحل الغات الشرقية) كمثل إتجاه الرياح التجارية خلال هذا الفصل. أما فى فصل الصيف الشمالى فتتخذ الرياح الموسمية التى تهب على جنوب شرقى أسيا نفس إتجاه الرياح التجارية (بعد انحرافها عند عبورها الدائرة الإستوائية) وهو الإتجاه الجنوبى الغربى، وتعد الرياح الموسمية الصيفية الجنوبية الغربية فوق جنوب أسيا رياحاً قوية تكونت تبعاً لانخفاض الهواء الملامس للمسطحات المائية عن الهواء الملامس لليابس المجاور، وانتقال الرياح من مراكز الضغط المرتفع فوق المسطحات المائية إلى مراكز الضغط المنخفض الفصلى التى تتكون فوق اليابس المجاور. ومن ثم يحسن أن نشير بإيجاز إلى الخصائص العامة للرياح الموسمية ومناطق هبوبها الرئيسية.

أ- الرياح الموسمية فى شرقى أسيا: The East-Asia Monsoons

يعد إقليم جنوب شرقى أسيا أهم نطاقات هبوب الرياح الموسمية ويعزى ذلك إلى عظم إتساع كل من اليابس والمسطحات المائية المجاورة له، ومن ثم حدوث الاختلافات الفصلية الكبيرة فى درجات حرارة الهواء، وانتقال الرياح الرطبة الدفيئة من المسطحات المائية إلى اليابس المجاور صيفاً، فى حين تنتقل الرياح الجافة الباردة من اليابس إلى المسطحات المائية شتاء.

ويرجع بعض الكتاب أن الرياح الموسمية فى جنوب شرقى أسيا لا تعد كتلة واحدة من الرياح، بل هى تتألف من عدة شعب هوائية ينفصل بعضها عن البعض الآخر، وتختلف كل شعبة منها تبعاً للاختلافات الحرارية الفصلية المحلية تبعاً لتنوع درجة حرارة الهواء الملامس لكل من اليابس والمسطحات المائية المجاورة له. وعلى ذلك يعتبر هؤلاء الكتاب^(١) أن الرياح الموسمية التى تهب على جزر اليابان وشرق الصين الشعبية East-Asia Monsoons تعد شعبة منفصلة تماماً عن بقية الرياح الموسمية الأخرى التى تهب على جنوب شرقى أسيا (الهند الصينية) أو عن تلك التى

Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.94.

(١)

تهب على شبه القارة الهندية -الباكستانية South-Asia Monsoons ذلك لأن كل شعبة من شعب هذه الرياح الموسمية تكونت نتيجة لظروف محلية خاصة تبعاً لاختلاف مساحة اليابس والماء في كل منطقة. وتساعد هضبة التبت العالية على فصل هذه الشعب المختلفة من الرياح الموسمية بعضها عن البعض الآخر.

وتوضح بيانات الرصد الجوى للرياح الموسمية في شرقي آسيا بأن الاتجاهات السائدة لها خلال فصل الصيف الشمالي هو الاتجاهات الشرقية والجنوبية الشرقية والجنوبية حيث تتجه الرياح من المحيط الهادئ وبحر الصين الجنوبي إلى اليابس الآسيوي المجاور. أما خلال فصل الشتاء الشمالي، فإن الاتجاهات السائدة لهذه الرياح هي الإتجاهات الشمالية والشمالية الغربية والغربية، حيث تتجه الرياح هنا من أوسط آسيا إلى اليابس المجاور. وخلال أوقات هبوب الرياح الموسمية الصيفية والشتوية قد تحدث بعض الإضطرابات الهوائية تبعاً لمرور الأعاصير وأضدادها. ويلاحظ أن الرياح الموسمية الشتوية فوق الصين الشعبية واليابان تعد أقل قوة وسرعة من الرياح الموسمية الصيفية الدفيئة الممطرة^(١). وتسبب هذه الرياح الأخيرة ارتفاع حرارة الهواء، وزيادة نسبة الرطوبة فيه خلال فصل الصيف، وتصل درجة حرارة الصيف في نانكينج بالصين الشعبية إلى ٨٤°ف وتصل نسبة الرطوبة إلى ٧٨ / (أى نحو ١٩,٦ جرام من بخار الماء لكل ١ كيلوجرام). ويوضح الجدول الآتى متوسط النسب المئوية لاتجاهات الرياح الموسمية الشتوية والصيفية في شمال شرق الصين الشعبية.

Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.94.

(١)

الرياح	شمالية غربية	شمالية شرقية	غربية	شمالية غربية	شمالية شرقية	غربية	شمالية غربية	شمالية شرقية
الموسمية الشتوية	١٧	٨	٥	٦	٦	٨	١٨	٣٢٪
الموسمية الصيفية	١٠	٩	١٢	٢٦	١٦	١٠	٧	١٠٪

وقد تبين بأن سمك هواء الرياح الموسمية التي تهب على الصين الشعبية واليابان يتراوح من ٤٠٠-٧٠٠ متر. ويرجح البعض بأنه فوق هذه المناسيب السابقة توجد رياح أخرى غربية (علوية نسبياً) تخرج من اليابس وتتجه صوب البحر أى فى إتجاه مضاد لانسياب الرياح الموسمية الصيفية القريبة من سطح الأرض. ويرى الأستاذ فلون Flohn^(١) بأن هذه الرياح القارية العلوية الصيفية تساعد على إستمرار هبوب الرياح الموسمية الصيفية. وقد رجح هذا الأستاذ وجود مثل هذه الرياح العلوية لأنه رأى بأن «السمك المحدود» لهواء الرياح الموسمية الصيفية لا يمكن أن يكون هو السبب الرئيسى فى سقوط الأمطار الموسمية الغزيرة فوق شرقى الصين الشعبية وجزر اليابان وشبه جزيرة كورى. ويرى «فلون» بأن حدوث تيارات هوائية صاعدة قارية تحل يومياً محل هواء الرياح الموسمية الآتية من البحر إلى اليابس، يزيد من فعالية هذه الرياح الأخيرة ويجدد نشاطها ولكن أكدت بيانات الارصاد الجوية الحديثة لطبقات الهواء العلوى فى شرقى آسيا ما يلى:

١- إن سمك هواء الرياح الموسمية الصيفية لا يعد محدوداً (٤٠٠ إلى ٧٠٠ متر) كما إعتقد «فلون» من قبل.

(١) a-- Flohn, H., "Studien zur allgemeine Zirkulation der Atmosphäre" Ber. deut. Wellerdienstes in der U.S. Zone. No. 18 (1950)P.28-32.

b- Trewartha, G. T., "An Introduction to climate", N. Y. (1954) P.96.

ب- إن الهواء «العلوى الغربى القارى الصيفى» الذى رجع فلون حدوثه لا يعد قارياً فى كل حالة، وربما يكون شعباً هوائية تكونت بفعل استمرار حدوث عمليات صعود الهواء الساخن إلى أعلى، ومن ثم ترتفع فيه نسبة الرطوبة.

ويؤكد الأستاذ تريوراثا (Terwartha, 1954 P.96) بأنه على الرغم من حدوث العواصف الرعدية الصيفية بكثرة فى شرقى آسيا، إلا أن الأمطار الصيفية بهذا الإقليم تعد كلها موسمية النشأة، أى نتجت بفعل سقوط الأمطار مع الرياح الموسمية الصيفية والأعاصير المدارية Tropical Cyclones التى تتكون على طول الجبهات فى هذا الإقليم.

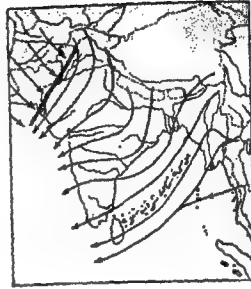
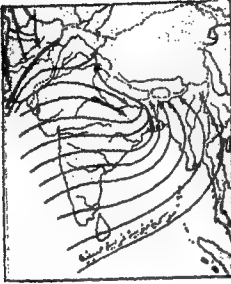
أما الرياح الموسمية الشتوية التى تهب على شرقى آسيا فهى رياح قارية a land wind نشأت تبعاً لتكوين مناطق الضغط المرتفع العظمى فى أواسط آسيا (حيث يكون الهواء الملامس لسطح الأرض بارداً خلال هذا الفصل تبعاً لحركة الشمس الظاهرية وتعامدها على مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبى) ومن ثم قد يميز بعض الكتاب الرياح الموسمية الشتوية هنا، على أنها كتل هوائية باردة جافة آتية من المناطق شبه القطبية (من الشمال والشمال الغربى) ومتجهة صوب الجنوب والجنوب الشرقى ويعمل فى الحوائص الطبيعية لهذه الرياح مرورها على السلاسل الجبلية والهضاب والأودية فى هذا الإقليم الهائل المساحة ومن ثم نلاحظ أن درجة حرارة مدينة بكين (بالصين الشعبية) خلال هذا الفصل الشتوى تصل إلى 10°F وتنخفض نسبة الرطوبة فيها إلى 22% (أى نحو 3.3% جرام من بخار الماء لكل كيلوجرام من الهواء) وعلى ذلك تسود البرودة والجفاف خلال الفصل الشتوى فى هذا الإقليم. ولا تسقط الرياح الموسمية الشتوية أمطاراً إلا عند عبورها مسطحات مائية وبحيث ترتفع فيها نسبة الرطوبة. كما هو الحال بالنسبة للرياح الموسمية الشتوية الغربية التى تسقط أمطارها فوق السواحل الغربية لجزر اليابان، بعد أن تعبر بحر اليابان وترتفع فيها نسبة الرطوبة.

ب- الرياح الموسمية فى جنوب آسيا The south-Asia Monsoons

يؤكد الأستاذ تريوارثا (1954) Trewartha (١) بأن الرياح الموسمية التى تهب على شرقى آسيا، تختلف عن تلك التى تهب على جنوبها، (فوق شبه القارة الهندية - الباكستانية) كما أن نطاق الرياح الموسمية الأولى يقع فى أقاليم معتدلة فى حين أن نطاق الرياح الموسمية الثانية يقع فى أقاليم حارة. ويفصل بين هذين النطاقين من الرياح الموسمية، كتل جبلية هائلة الارتفاع والإتساع تتمثل فى مرتفعات هضبة التبت وسلاسل جبال الألب، ويرجع هذا الباحث بأن الرياح الموسمية فى شرقى آسيا تكونت نتيجة للاختلافات الفصلية فى درجة حرارة الهواء للملامس لليابس والمساحات المائية المجاورة له (بحر الصين والقسم الأوسط من المحيط الهادى) أما الرياح الموسمية فى جنوب آسيا تكونت نتيجة للاختلافات الفصلية فى درجة حرارة الهواء للملامس لشبه القارة الهندية - الباكستانية، والمساحات المائية المجاورة لها (ممثلة فى المحيط الهندى وخليج بنغال وبحر العرب) ويوضح شكل (١٢٧، ب) الاختلاف الفصلى فى نظام هبوب الرياح الموسمية فوق شبه القارة الهندية - الباكستانية

وقد أكدت نتائج الدراسات المناخية بأن الرياح الموسمية الصيفية تعد أعلى أثراً وأشد سرعة من الرياح الموسمية الشتوية التى تهب على شبه القارة الهندية - الباكستانية. فيبلغ متوسط سرعة الرياح الموسمية الصيفية نحو ١٤ ميلاً فى الساعة، بينما لا تزيد سرعة الرياح الموسمية الشتوية هنا عن ٣ أميال فى الساعة (٢).

(١) Trewartha, G. T. "An Introduction to climate", N. Y (1954) P.97.
(٢) Garbell, M. A. "Tropical and equatorial meteorology", Pitman, New York (1947) P.120.



(شكل ٣٧) إتجاه الرياح الموسمية فوق شبه القارة الهندية
 ١ خلال شهر يناير (الشتاء الشمالي) الشكل الأيمن
 ب خلال شهر يوليو (الصيف الشمالي) الشكل الأيسر

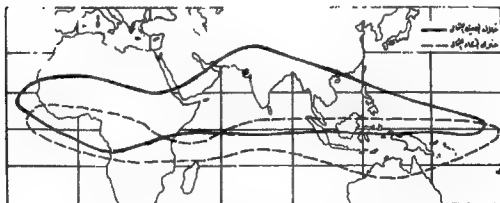
كما تختلف الرياح الموسمية الصيفية التي تهب على شرقى آسيا عن تلك التي تهب على شبه القارة الهندية - الباكستانية من حيث مواقع مراكز الضغط المنخفض العظمى التي تتجه إليها الرياح. فنلاحظ أن الرياح الموسمية الصيفية التي تهب على شرقى آسيا تتجه نحو مراكز الضغط المنخفض العظمى الممتلة فوق أواسط آسيا وشمال مضبة التبت، فى حين تتجه الرياح الموسمية الصيفية التي تهب على جنوب آسيا وشبه القارة الهندية - الباكستانية نحو مراكز الضغط المنخفض العظمى الممتلة فوق صحراء ثار وأراضى الباكستان الإسلامية.

وتتميز الرياح الموسمية الجنوبية الغربية الصيفية التي تهب على السواحل الغربية لشبه القارة الهندية - الباكستانية بشدة قوتها، وارتفاع

درجة حرارة هوائها كما أن نسبة الرطوبة فيها مرتفعة، وذلك لمرورها فوق مسطحات مائية واسعة (فوق المحيط الهندي والبحر العربي). وأثناء مواسم هبوب هذه الرياح فوق غرب هضبة الدكن تتغير حالة الطقس بصورة فجائية، وترتفع درجة حرارة الهواء، وتسقط الأمطار الغزيرة وتحدث عواصف الرعد والبرق المتلاحقة، كما هو الحال في تزحزح نطاقات الركود الاستوائي مع حركة الشمس الظاهرية، تتزحزح أيضاً النطاقات الرئيسية لهبوب الرياح الموسمية الجنوبية الغربية (شكل ٣٨). وتتخذ الرياح الموسمية الصيفية فوق شبه القارة الهندية - الباكستانية اتجاهات مختلفة تبعاً لمواقع مراكز الضغط المنخفض المحلية، ومن ثم تتكون الرياحات الآتية:

أ- الرياح الموسمية الجنوبية الغربية.

وهي الشعبة الرئيسية من شعب الرياح الموسمية الصيفية هنا، وتأتي هذه الرياح من فوق المسطحات المائية للبحر العربي وتتجاور مع الرياح التجارية الجنوبية الغربية (بعد انحرافها عند الدائرة الاستوائية) وينساب كليهما معاً نحو الشمال والشمال الشرقي



(شكل ٣٨) التزحزح الفصلي للنطاقات الرئيسية لهبوب

الرياح الموسمية الجنوبية الغربية

ب- الرياح الموسمية الجنوبية والجنوبية الشرقية:

وهى نفس شعب الرياح الموسمية الجنوبية الغربية، إلا أنها تجمعت فوق مياه خليج البنغال وتأثرت إتجاهاتها بمراكز الضغط المنخفض العظمى فوق صحراء ثار ومن ثم تنحرف الرياح وتصبح رياحاً جنوبية تسقط أمطاراً غزيرة عند سواحل دلتا نهر الكانج ورياحاً جنوبية شرقية متجهة نحو مراكز الضغط المنخفض العظمى فوق صحراء ثار، وتسقط أمطاراً غزيرة فى القسم الأدنى من حوض نهر الكانج وعلى السفوح الجنوبية لمرتفعات الهملايا وتقل الأمطار الساقطة كلما إتجهنا نحو الشمال الغربى.

«ثالثاً» الرياح المحلية

تعد هذه المجموعة من الرياح، ذات تأثير محلى بمعنى أنها تهب فوق مناطق محدودة الاتساع من سطح الأرض وخلال أوقات زمنية قصيرة ولها أسماء محلية متعددة وغالباً ما تتوقف نشأتها على مسالك الانخفاضات الجوية التى تمر بمناطق سطح الأرض، ويختلف تأثير الرياح المحلية فى طقس المناطق التى تنشأ فيها تبعاً لخصائصها العامة فبعض هذه الرياح المحلية Local winds تكون دفيئة خاصة إذا كانت مسالكها تأتى فى مقدمة الانخفاضات الجوية أو تعرضت للهبوط على السفوح الجبلية (التسخين الذاتى (A diabatic heating)، وقد يكون بعضها الآخر رياحاً محلية باردة خاصة إذا كانت مسالكها تتمثل عند مؤخرة الانخفاضات الجوية^(١) وقد ينشأ بعضها الآخر نتيجة للظروف التضاريسية المحلية وإختلاف التوزيع الجغرافى لليابس والماء. وفيما يلى عرض موجز لمجموعات الرياح المحلية وبعض أنواعها الرئيسية فى مناطق مختلفة من العالم.

(١) محمود حامد محمد «التهيدولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص ١٧٢.

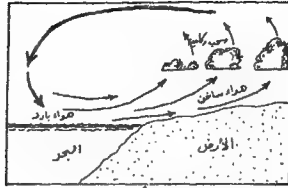
(١) الرياح المحلية التى تنتشر بفعل تنوع الأشكال التضاريسية والموقع الجغرافى (التوزيع الجغرافى لليابس والماء):

أ- نسيم البر ونسيم البحر: Land and Sea breezes

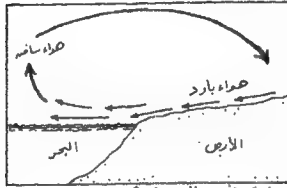
يحدث نسيم البر ونسيم البحر تبعاً للاختلافات الحرارية اليومية بين كل من اليابس والمسطحات المائية المجاورة له. ومن ثم يشير بعض الكتاب إلى هذه العملية على أنها رياح موسمية يومية Diurnal monsoons محلية وتحدث فى نطاق ضيق محدود. وفى المناطق الساحلية أثناء النهار يسخن الهواء الملامس لسطح الأرض وتصبح حرارته أعلى من حرارة الهواء الملامس للمسطحات المائية المجاورة له، ومن ثم يصعد هواء اليابس الساخن إلى أعلى ويحل محله هواء بحرى أقل منه حرارة، فيلطف هذا الهواء الأخير من درجة حرارة هواء اليابس أثناء النهار وهذا هو ما يعرف بنسيم البحر^(١) Daytime sea breeze.

أما أثناء الليل فيسخن الهواء الملامس لسطح الماء بدرجة أعلى من ذلك الهواء فوق اليابس (تبعاً لانخفاض درجة حرارة هواء اليابس بفعل الإشعاع) و يصعد هذا الهواء إلى أعلى ويحل محله هواء قارى يتجه من اليابس إلى المسطحات المائية المجاورة، ويكون هذا الهواء أبرد من الهواء البحرى الصاعد. وهذا هو ما يعرف باسم نسيم البر Night-time land breeze. وعلى ذلك تعزى هذه العملية اليومية إلى إختلاف كل من المسطحات المائية واليابس المجاور لفعل الإشعاع، حيث يسخن اليابس بسرعة ويفقد حرارته بسرعة كذلك، فى حين تسخن المسطحات المائية ببطء وتفقد حرارتها ببطء كذلك. (شكل ١٢٩، ب).

Trewartha, G. T., "An Introduction to climate", N. Y. (1954) P.100-110 (١)



(٣) نسيم البحر نهاراً



(٤) نسيم البحر ليلاً

(شكل ٣٩) نسيم البحر ونسيم البر

ويبدأ نسيم البحر فيما بين الساعة ١٠ والساعة ١١ صباحاً ويبلغ ذروته فيما بين الساعة الواحدة حتى الساعة الثانية بعد الظهر، ثم يقل تأثيره فيما بعد الساعة الثانية حتى الساعة الثامنة مساءً، وهنا يحل - حله مؤثرات نسيم الأرض. ويختلف المدى الرأسى أو الإرتفاع الذى يمكن أن يظهر عنده تأثير نسيم البحر من مكان إلى آخر. فعند شواطئ البحيرات تظهر المؤشرات الطباقية لنسيم البحر حتى إرتفاعات تراوح من ٢٠٠ إلى ٥٠٠ متر، أما عند السواحل المدارية فقد يتراوح إرتفاع هواء نسيم البحر من ١٠٦٠ - ٢٠٠٠ متر. كذلك يختلف المدى الأفقى الذى يمكن أن يصل إليه تأثير نسيم البحر ونسيم البر. ففى العروض المعتدلة قد يصل تأثير نسيم البحر إلى بُعد يتراوح من ١٥ إلى ٥٠ كم من خط الساحل، أما فى المناطق المدارية فقد يصل هذا البُعد إلى أكثر من ٦٥ كم من خط الساحل.

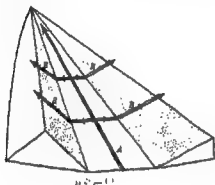
ويلاحظ أن كلا من المدى الرأسى والمدى الأفقى لجال تأثير نسيم البحر يعتبران أقل إمتداداً بكثير منهما فى حالة نسيم البحر.

وتتنوع كذلك مدى سرعة هواء نسيم البحر من مكان إلى آخر. ففى العروض المعتدلة لا تزيد سرعة هواء نسيم البحر عن الدرجة ٣ (بحسب مقياس بيوفورت) أى من ٨ إلى ١٢ ميل فى الساعة. أما عند السواحل المدارية فقد تزيد سرعة هواء نسيم البحر عن ٢٠ ميلاً فى الساعة. وهكذا يلاحظ أن عمليتي نسيم البحر ونسيم البر يظهران بوضوح فى مناطق السواحل المدارية. ومن ثم يفضل الإنسان أن يسكن على طول المناطق الساحلية بالعروض المدارية حيث تنخفض درجة حرارة هواء هذه السواحل بمعدل يتراوح من ١٥° إلى ٢° ف بعد نصف ساعة فقط من بداية حدوث نسيم البحر. ولكن ترتفع نسبة الرطوبة كذلك على طول هذه السواحل المدارية خاصة خلال فترات ما بعد الظهر مباشرة. ومن ثم يتمثل عند مثل هذه السواحل ما يعرف بالمناخ البحرى Maritime climate حيث يقل المدى الحرارى اليومى هنا عن المدى الحرارى اليومى للمناطق القارية الداخلية التى تقع فيما وراء الساحل والتى تبعد عن مؤثرات نسيم البحر.

ب- نسيم الجبل ونسيم الوادى: Mountains and valley breezes

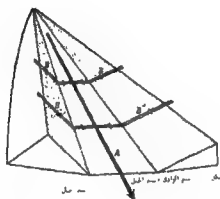
نتيجة للاختلافات التضاريسية المحلية عدد بعض أجزاء سطح الأرض تختلف درجة حرارة الهواء الممثل فوق المناطق الجبلية المرتفعة عن حرارة الهواء فوق المناطق السهلية وفى بطون الأودية المجاورة لها. ففى أثناء النهار، ترتفع درجة حرارة هواء بطون الأودية المنخفضة المنسوب عن درجة حرارة الهواء عند القمم الجبلية المجاورة، وعلى ذلك تقل كثافة هواء بطون الأودية ويصعد الهواء الساخن نهائياً ويتجه من بطون الأودية إلى أعالي القمم الجبلية. وقد تتشعب منه شعب ثانوية تصعد إلى الأخرى إلى جوانب الأودية، ويطلق على هذا الهواء الصاعد الدفء اسم نسيم الوادى، ويساعد هذا الهواء على سرعة نمو الأشجار المثمرة والنباتات المختلفة.

أما أثناء الليل فيكون الهواء الملامس لأسطح القمم الجبلية أشد برودة من الهواء المتجمع فى بطون الأودية، وعلى ذلك ترتفع كثافته ويزداد ثقله، وينزل الهواء إلى أسفل نحو قاع الوادى، ليحل محل الهواء الدفء، وينزل الهواء البارد أسفل الهواء الساخن عند قاع الوادى، وتعرف هذه العملية باسم نسيم الجبل. (شكل ٤٠، ب). ويؤثر هذا الهواء الجبلى الهابط البارد فى تأخر نمو المحاصيل المتزرعة، وعلى ذلك يفضل الزراع زراعة الأشجار المثمرة على جوانب الأودية الجبلية وليس فوق أراضيها.



(شكل ٤٠)

(أ) نسيم الوادى



(ب) نسيم الجبل

وتلاحظ هذه الظاهرة الحرارية اليومية فى المناطق الجبلية العالية خاصة بمرتفعات الألب بأوسط أوروبا عندما يكون الجو صافياً والرياح هادئة. ويظهر تأثير نسيم الوادى بعد شروق الشمس مباشرة، ويبلغ أقصى مداه حوالى الساعة ١٢ ظهراً، ويزول أثره عند غروب الشمس حيث يبدأ فى أن يحل نسيم الجبل محل مؤثرات نسيم الوادى. كما تتكون هذه

الظاهرة بشكل أوضح فوق السفوح الجنوبية للجبال (فى نصف الكرة الشمالى) حيث تواجه هذه السفوح الأشعة الشمسية بصورة مباشرة، أما السفوح الشمالية لهذه الجبال فتقع فى منطقة الظلال ونصيبها من الأشعة الشمسية أقل من السفوح الأخرى الجنوبية. وقد تتكون بفعل حدوث نسيم الوادى بعض السحب الركامية Cumulus clouds فوق القمم الجبلية العالية.

(٢) الرياح المحلية الحارة التى تهب نحو مقدمات الانخفاضات الجوية:

تنشأ هذه المجموعة من الرياح المحلية الحارة نتيجة لاختلاف نظم الضغط الجوى المحلى ومرور الانخفاضات الجوية بمناطق نشأتها حيث تنساب هذه الرياح المحلية صوب الجبهة أو المقدمة الدفينة للانخفاض الجوى ومن بين هذه المجموعة من الرياح:

أ- الخماسين:

رياح محلية جنوبية حارة متربة، تهب من الصحراء الغربية وتتجه شمالاً نحو القسم الشمالى من مصر حيث تنساب هذه الرياح نحو مراكز ومقدمات الضغط الجوى المنخفض الممثل شمال مصر والذى يمر هو الآخر من الغرب إلى الشرق، خلال فصل الربيع. ولا يقتصر مجال تأثير رياح الخماسين الحارة المتربة على الأراضى المصرية فقط، بل قد تعبر البحر المتوسط الشرقى، وتصل مؤثراتها إلى الساحل الشرقى لهذا البحر وخاصة سواحل لبنان، وقد تتأثر بها جزيرة قبرص وبعض أجزاء من شرق أوروبا كما حدث لعاصفة الخماسين الترابية فى أبريل عام ١٩٢٨^(١). وقد سميت هذه الرياح بهذا الاسم تبعاً لعدد أيام حدوثها (خلال فترات هبوبها المختلفة فى مصر) والتى تبلغ نحو ٥٠ يوماً فى السنة. وتهب هذه الرياح المحلية بصورة متقطعة خلال الفترة من فبراير إلى يونيو ويتراوح طول فترة هبوب كل عاصفة منها من يومين إلى أربعة أيام. وعند حدوث

(١) محمود حامد محمد «المeteorولوجية القاهرة» (١٩٤٦) ص ٢٢٩

الخماسين ترتفع درجة حرارة الهواء الملاصق لسطح الأرض وينتشر الغبار الدقيق الحجم، والأتربة الصحراوية الناعمة في الجو، مما قد يؤدي إلى صعوبة الرؤية وتعذرها أحياناً واختناق الجو. ويؤثر ذلك على الحالة النفسية والصحية للسكان وعلى مدى إقبالهم على العمل وقد تغلق المطارات وتتوقف حركة السير فوق الطرقات، وبسبب الخماسين تنفق مصر بين الناس 'أمراض العيون (خاصة الرمد الربيعي) كما تزداد أمراض حساسية الأنف والبلعوم والحنجرة كما تعمل الظروف الطقسية الخماسينية على إنتشار أنواع الأكزيما الجلدية الوراثية التي تتأثر بالأتربة والرمال وزيادة التلوث في الجو. ونتيجة لجفاف الهواء الخماسيني وسرعة الرياح تحدث كثير من الحرائق بالقرى المصرية.

ويتغير إتجاه هبوب رياح الخماسين على الأراضي المصرية من عاصفة إلى أخرى تبعاً لموقع الانخفاض الجوي الذي تتأثر به هذه الرياح. فإذا كان الانخفاض الجوي متمركزاً فوق منطقة مرسى مطروح، تكون الخماسين جنوبية وجنوبية شرقية، أما إذا كان متمركزاً فوق الاسكندرية، فيكون إتجاه الخماسين عند المقدمة الدفينة للإنخفاض الجوي من الجنوب والجنوب الغربى، وإذا كان الإنخفاض الجوي يقع شمال شبه جزيرة سيناء فيكون الإتجاه السائد للخماسين هو الإتجاه الجنوبي الغربى وقد يتراوح سرعة الخماسين من ٥٠ - ٨٠ كم في الساعة وذلك يتوقف على مدى عمق الانخفاض الجوي الذي تتجه الخماسين نحو مقدمته^(١).

وقد تعرضت مصر لعاصفة خماسينية سيئة جداً يومى ٢٣، ٢٤ فبراير ١٩٨١. وسجلت أجهزة الرصد الألكترونية الحديثة بمعامل

(١) تساهم الخماسين أحياناً وكذلك الإنخفاضات الجوية التي تمر من الغرب إلى الشرق في البحر المتوسط شمال الأراضي المصرية في هياج البحر وتكوين الأمواج العالية وحدوث ما يعرف باسم الخوات. ومن أهم هذه الخوات التي يعرفها الصيادون في منطقة الاسكندرية تلك التي تعرف باسم المكسة (من ٢٦ إلى ٣٠ نوفمبر) والفيخة الصغيرة (٢٠-٢٢ ديسمبر) والفيخة الكبيرة (١٩-٢٤ يناير) والخمس الصغيرة (١٨-٢٤ فبراير) والموسم (١٠-١٧ مارس) والخمس الكبيرة (٢٠-٢٢ مارس) والعوا (من ٢٥-٣٠ مارس) والخماسين (من ٢٩ إبريل إلى ٥ مايو). ويأتهد حدوث هذه الخوات يتوقف مرور الإنخفاضات الجوية الشتوية والربيعية في شمال مصر.

تلوث الهواء (بالمركز القومى للبحوث) كمية الرمال والأترية التى سقطت فوق مدينة القاهرة وحدها، وبلغت ١٦ طناً مترياً من الأترية لكل كيلو متر مربع. وحيث إن مساحة القاهرة نحو ٣١٤ كم^٢ فإن جملة ما سقط فوق هذه المدينة خلال يومين فقط بلغ أكثر من ٥٠٠٠ طن (أى أكثر من خمسة ملايين كيلو جرام من الأترية والرمل). وكان متوسط سرعة الرياح نحو ٦٠ كيلو متر فى الساعة وتعذرت الرؤية لمسافة ١٠٠ متر. وقد كانت رياح الخماسين أشد قسوة فوق شبه جزيرة سيناء، حيث بلغت سرعتها ١٢٠ كيلو متر فى الساعة، وتعذرت الرؤية نهائياً، واقتلعت الأشجار وتقصفت بعض أعمدة التليفونات والكهرباء وغطت الرمال الطريق البرى الرئيسى بين العريش والقنطرة شرق. وتعد هذه العاصفة أسوأ عاصفة خماسينية تعرضت لها شبه جزيرة سيناء.

وتختلف حالة الطقس قبل وأثناء وبعد حدوث رياح الخماسين، ومن ثم يتميز الطقس الخماسينى بتقلباته السريعة، فأثناء هبوب هذه الرياح المحلية ترتفع درجة حرارة الهواء وتنخفض نسبة رطوبته، وترتفع نسبة المواد العالقة وتكاد تتعذر الرؤية. أما بعد هبوب الخماسين فتتعرض السواحل الشمالية لمصر لجبهات باردة آتية من هواء البحر المتوسط الذى يتميز بشدة برودته نظراً لحرارة التيار الهوائى الخماسينى، وهذه تؤدى إلى إنخفاض درجة حرارة الهواء نسبياً وارتفاع نسبة رطوبته وقد ينتج عن ذلك أحياناً سقوط رخات خفيفة من الأمطار ثم يصفو الجو بعد ذلك وتحسن الرؤية^(١).

ب- السموم:

تحدث هذه الرياح الحارة المتربة خلال فصل الربيع عندما تمر الإنخفاضات الجوية صوب شرق البحر المتوسط متجهة نحو إقليم الشام. وعلى ذلك فهى تشبه رياح الخماسين من حيث المنشأة إلا أنها أقل منها شدة تبعاً لسهولة الإنخفاضات الجوية التى تصل منطقة صحراء الشام.

(١) محمود حامد محمد «المتغيرات الجوية» القاهرة (١٩٤٦) ص ٣٣٠.

وتهب هذه الرياح المحلية نحو المقدمة الدفيئة للانخفاضات الجوية، وتأتى من صحارى شيخ الجزيرة العربية، وتؤثر فى منطقة النصف الشمالى منها، وفى أراضى فلسطين المحتلة وسوريا والمملكة الأردنية الهاشمية. وينجم عن السموم ارتفاع درجة حرارة الهواء أثناء فترة هبوبها، وإنتشار الأتربة والرمال الدقيقة الحجم، وتعذر الرؤية. وعند نهاية فصل الربيع قد تصل مؤثرات السموم إلى مناطق سواحل شرق البحر المتوسط، ومن نفس مناطق نشوء رياح السموم ومن نطاق الربع الخالى فى المملكة العربية السعودية تخرج رياح محلية حارة مقربة أخرى تهب فوق القسم الأوسط من منطقة الخليج العربى وتعرف باسم «الغبار» وفوق أراضى دولة الكويت وتعرف محلياً هنا باسم رياح الطوز

جـ- القبلى:

وهى رياح محلية حارة تهب أيضاً نحو مقدمة الانخفاضات الجوية التى تعبر البحر المتوسط من الغرب إلى الشرق خلال فصلى الشتاء والربيع. وتشبه القبلى فى نشأتها رياح الخماسين التى تهب على الأراضى المصرية ورياح السموم التى تهب على أراضى شمال الجزيرة العربية وإقليم الشام. والقبلى رياح -كما يتضح من إسمها- جنوبية تأتى من الصحراء الكبرى محملة بالرمال الدقيقة الناعمة ويتركز نطاق هبوبها على السواحل الشمالية للجماهيرية الليبية تبعاً لمرور الإنخفاضات الجوية من الغرب إلى الشرق خلال فصل الربيع (شكل ٤١).

د- السيروكو: Sirocco

تحدث هذه الرياح المحلية الحارة الجافة المتربة عند مرور مراكز الضغط الجوى المنخفض بالحوض الغربى من البحر المتوسط، فينتج عن ذلك هبوب السيروكو من أواسط الصحراء الكبرى وتتجه نحو المقدمات الدفيئة للانخفاضات الجوية. وتؤدى السيروكو إلى ارتفاع درجة حرارة الهواء (قد تصل إلى ٤٠م) وتتميز بحمولتها الكبيرة جداً من الرمال

ويطلق على الرياح المحلية الحارة المتربة والآتية من الصحراء الكبرى متجهة نحو الساحل الشمالى الغربى لأفريقيا وجنوب غرب أوربا أسماء محلية متعددة، فإلى جانب السيروكو، وهى الشعبة الرئيسية، قد تنساب شعب أخرى منها تعرف باسم السولانو فى منطقة جبل طارق، واللفيش على طول السواحل الجنوبية الشرقية من أسبانيا، واللست فى جنوب إسبانيا وحوض نهر الأندلس.

هـ- الهرمتان: Harmattan

تتكون هذه الرياح المحلية المتربة عند مناطق التقاء الرياح التجارية الشمالية الشرقية مع الرياح التجارية الجنوبية الغربية على طول ساحل غانة خلال فصلى الشتاء والربيع، فتمتجه رياح الهرمتان نحو مقدمات الانخفاضات الجوية ونتيجة هبوبها من الصحراء الكبرى نحو ساحل غانة، فهى عبارة عن رياح حارة محملة بالغبار والرمال الناعمة، وتنتج الهرمتان فى نقل هذه الرمال إلى مسافة تبلغ مئات من الكيلو مترات، وتؤدى إلى شدة تلوث الجو وتعذر الرؤية، ويبدو قرص الشمس أحمر قانياً أثناء النهار وتحجب الرمال الدقيقة ظهور النجوم ليلاً^(١). ومع ذلك يطلق عليها أهالى إقليم ساحل غانة تعبیر «رياح الطيب»، ذلك لأنها تقلل من الرطوبة المرتفعة التى تميز هواء هذا الإقليم^(٢).

و- البركفيلدز:

تحدث هذه الرياح المحلية فى قارة أستراليا (بنصف الكرة الجنوبى) عند مرور الانخفاضات الجوية فى جنوب شرق أستراليا. وينتج عن ذلك هبوب الرياح المحلية المتربة من صحراء غرب أستراليا إلى المقدمات الدفينة للانخفاضات الجوية. وينتج عن هذه الرياح المحلية ارتفاع درجة حرارة

(١) محمود حامد محمد «التلويولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص ١٧٥.

(٢) أ- د. عبد العزيز طريح شرف «الجغرافيا المناخية والنباتية» الاسكندرية (١٩٦١).

ب- د. فهمى هلالى أبو المظا «الطقس والمناخ» الاسكندرية (١٩٧٠) ص ١٧١.

c- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. (1966)

P.98-99.

الهواء وتلوثه بالغبار والرمال الدقيقة الناعمة وسوء حالة الرؤية.

يتضح من هذا العرض أن الرياح المحلية التى تهب من المناطق الصحراوية الحارة الجافة متجهة نحو المقدمات الدفيئة للانخفاضات الجوية، تكون رياحاً دفيئة محملة بكميات ضخمة من الأتربة والرمال الدقيقة الحجم. وعند هبوب هذه الرياح المحلية المتربة يتكون أحياناً ما يعرف باسم العواصف الترابية Dust storms.

ويزداد حدوث العواصف الرملية فوق أسطح التربة الرملية المفككة الحبيبات خاصة فى الصحراء الكبرى الأفريقية (بفعل رياح الخماسين والقبلى والسموم والسيروكو) فوق مناطق واسعة من القسم الجنوبي الغربى للولايات المتحدة الأمريكية وسهولها الوسطى. وعندما يتميز هوا هذه المناطق الأخيرة بجفافه (كما حدث فى ولاية داكوتا الشمالية عام ١٩٣٠) تحمل العواصف الرملية معها كميات هائلة من الذرات الترابية وتنقلها لمسافات طويلة تبعد آلاف الكيلومترات عن مناطقها الأصلية. وإذا كانت معدلات الانخفاض الرأسى فى درجة حرارة الهواء مع الارتفاع Lapse rate مستقرة فتبقى الأتربة والرمال بالقرب من سطح الأرض، فى حين يكون الجو صحوً فوق أعالي العاصفة الرملية. أما إذا كان الهواء يتميز بعدم استقراره، فهنا تحدث الاضطرابات الجوية ويصعد الهواء المحمل بالأتربة لارتفاعات عالية بعيدة عن سطح الأرض، وتتكون السحب الترابية الرمادية اللون وتلك المشبعة بالأتربة Gray dust laden clouds وتؤدي هذه الأتربة إلى سوء حالة الرؤية وانعدامها أحياناً. ومن أسوأ العواصف الرملية تلك التى حدثت فى سبتمبر ١٩٣٤ فوق السهول الوسطى الأمريكية، وتلك التى حدثت فوق واحة سيوه والصحراء الغربية فى مصر فى أبريل عام ١٩٢٢^(١)، وفوق مدينة القاهرة وغرب الدلتا فى يوم ١٠ مارس ١٩٤٦ (لوحه ١١ب).

(١) محمود حاد، محمد «المتجورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص ١٧٢.



(لوحة ١١ب) عاصفة ترابية فوق بلدة جونسون Johnson
في كنساس بالولايات المتحدة الأمريكية في يوم ٤ أبريل عام ١٩٣٥.

(٣) الرياح المحلية الجبلية المرتفعة الحرارة ذاتياً والتي تهب نحو مقدمات الانخفاضات الجوية:

تتميز هذه المجموعة من الرياح المحلية بارتفاع درجة حرارتها أيضاً وهبوبها نحو المقدمات الدفينة للانخفاضات الجوية، إلا أنها تكتسب حرارتها ذاتياً كذلك نتيجة لهبوبها فوق سفوح المنحدرات الجبلية المضادة لاتجاهها ومن بين أنواعها:

١- الفُهن: Foehn

ترجع نشأة رياح الفُهن المحلية الجبلية تبعاً لمردود الانخفاضات

الجوية في أواسط أوديا من الغرب إلى الشرق مصاحبة للرياح الغربية، في نفس الوقت الذي يتكون فيه مراكز من المرتفعات الجوية (أضداد الأعاصير) في شمال إيطاليا. وعلى ذلك تهب هذه الرياح المحلية من شمال إيطاليا وتوجه شمالاً وتصل الفهن السفوح الجنوبية لمرتفعات الألب الوسطى المواجهة لاتجاهها Wind-ward sides، وفوق هذه السفوح الجبلية تنخفض درجة حرارة^(١) الرياح مع الإرتفاع، وبالقرب من القمم الجبلية تنخفض درجة حرارتها إلى ما دون نقطة الندى ومن ثم تسقط الأمطار أو الثلوج، وتفقد الرياح تسماً كبيراً من بخار الماء الذي كان ممثلاً فيها، كما أنها تكتسب بعض الحرارة هنا بفعل الحرارة الكامنة في الجو، ثم تصعد الفهن القمم الجبلية ذاتها، وتنحدر من عند هذه القمم الجبلية وتهبط السفوح الجبلية المضادة لاتجاهها Lee-ward sides، وعلى هذه السفوح ترتفع درجة حرارة هذه الرياح ذاتياً Adiabatic heating (أكثر من ١٢ م عما كانت عليه درجة حرارتها من قبل) وذلك بسبب إنضغاطها Compression أثناء عمليات هبوطها إلى ما تحت أقدام السفوح الجبلية.

وعلى ذلك تعد الفهن رياحاً دفيئة جافة تؤدي إلى إرتفاع حرارة الهواء الملاصق للمنحدرات الجبلية المضادة لاتجاهاتها، وتساعد هذه الرياح المحلية على سرعة نضج ثمار الفاكهة والأشجار المثمرة المنزوعة فوق المنحدرات الجبلية في مرتفعات الألب السويسرية. ونتيجة لطول فترة هبوب الفهن (لمدة ٤٠ يوماً فيما بين فصل الخريف، وفصل الشتاء) فإنها تساعد على سرعة إنصهار الثلج المتجمع فوق القمم الثلجية في جبال الألب. وتنساب المياه المنصهرة على شكل سيول أو شلالات مائية من أعالي الجبال إلى المنحدرات السفلى تحت أقدامها^(٢).

(١) يصل سمك الثلج الذي تصهره رياح الفهن في مدة نصف يوم فقط نحو ٦٥ سم.

(٢) Blair, T. A., "Weather elements", 4th edi., Prentice-Hall, N. J. (1960) P.238-241.

تحدث هذه الرياح المحلية الجبلية في ولايات السهول الوسطى الأمريكية المتاخمة للسلاسل الجبلية الشرقية لمرتفعات الروكي خاصة ولايات وايومنج ومونتانا وداكوتا الجنوبية. فعندما تمر الانخفاضات الجوية في شرق الولايات المتحدة الأمريكية وأواسطها، تنساب نحو مقدماتها هذه الرياح الحادة الجبلية، وكمثل رياح الفöhn في المرتفعات السويسرية تصعد رياح الشنوك المنحدرات الغربية لمرتفعات الروكي، وتنخفض درجة حرارتها مع الارتفاع إلى ما دون نقطة الندى ومن ثم تتعرض للتكاثف ويسقط ما بها من أمطار، ثم توالى هذه الرياح عملية صعودها المنحدرات الجبلية وتعبّر قمم الجبال. وعند هبوطها على السفوح الجبلية الشرقية المضادة لانجافها (خاصة السفوح الشرقية لمرتفعات «بيج بلت» Big Belt في ولاية مونتانا، «وابسروكا وبيج هورن» Absaroka and Big Horn Mts في ولاية وايومنج) تنضغط الرياح وترتفع درجة حرارتها ذاتياً من ٢٠ ف إلى أكثر من ١٠ ف. وعلى سبيل المثال عند هبوب رياح الشنوك المحلية فوق مدينة رابيد Rapid City (في ولاية داكوتا الجنوبية) في يوم ١٣ يناير سنة ١٩١٢ ارتفعت درجة حرارة الهواء فوق هذه المدينة من -١٧ ف في الساعة الثامنة صباحاً إلى ٤٧ ف الساعة العاشرة صباحاً^(١). ومن ثم تساهم هذه الرياح المحلية في سرعة نمو القمح الربيعي الذي يزرع في ولاية مونتانا وفي براري وبنينج في كندا^(٢).

ج- سانتا آنا: Santa Ana

يعزى هبوب هذه الرياح المحلية إلى مرور الانخفاضات الجوية على طول الساحل الغربي لولاية كاليفورنيا (بالولايات المتحدة الأمريكية)،

a--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N. J. (1966) P.99. (١)

b--- Blair, T. A. "Weather elements", 4th edi. N. J. (1960) P.238.

ج- محمود حامد محمد «المeteorولوجية القاهرة» (١٩٤٦) ص ١٧٢.

(٢) من نماذج هذه الرياح الباردة المحلية الجبلية كل من رياح التيرمونتانا في شمال شرق إسبانيا، والنورستر Nor-wester في نيوزيلند.

وتتجه رياح سانتا أنا من صحارى أريزونا وموجاف وكلورادو إلى مقدمات المنخفضات الجوية خلال فصلى الشتاء والربيع. وتجمع هذه الرياح المحلية بين صفة كل من الرياح المحلية الصحراوية الحارة المتربة، والرياح المحلية الجبلية التى تتشكل خصائصها العامة تبعاً لعمليات صعودها المنحدرات الجبلية المواجهة لاتجاهها، وهبوطها المنحدرات الجبلية المضادة لاتجاهاتها. وعلى أى حال فإن رياح سانتا أنا هى فى جملتها عبارة عن رياح حارة متربة، تسبب عند حدوثها بعض الخسائر لبساتين الفاكهة فى وادى كاليفورنيا.

(٤) الرياح المحلية الباردة التى تهب نحو مؤخرة الانخفاضات الجوية:

تتميز هذه المجموعة من الرياح المحلية بهبوبها نحو مؤخرات الانخفاضات الجوية، ومن ثم فهى تعد رياحاً باردة تعمل على إنخفاض درجة حرارة الهواء فى المناطق التى تتجه إليها ومن بين أشهر أنواعها:

أ- المسترال: Mistral

تهب رياح المسترال من المناطق الجبلية المرتفعة ومن مناطق القمم الثلجية، وتتجه صوب الأراضي المنخفضة المنسوب، على شكل لسان من الهواء البارد، وتساعد الجاذبية الأرضية وثقل هذا الهواء عملية هبوط هذا الهواء ومن ثم يطلق بعض الكتاب على مثل هذه المجموعة من الرياح المحلية تعبيراً^(١) «رياح بفعل الجاذبية» Gravity or katabatic wind وتنساب هذه الرياح الباردة من على الجوانب الجبلية العالية التى تحيط بوادى الرون Rhone Valley فى فرنسا خاصة خلال فصلى الشتاء والربيع، ومما يزيد من شدتها وسرعة هبوطها إلى أسفل، إتجاهها صوب مؤخرات المنخفضات الجوية التى تمر بالمنطقة. وتنحصر رياح المسترال قبل وصولها جنوباً إلى شاطئ البحر المتوسط (جنوب فرنسا) بين السلاسل الجبلية فى حوض نهر الرون، ويزيد ذلك من سرعتها وشدة برودتها، ثم تصل هذه الرياح إلى مياه البحر المتوسط فتعلو الأمواج وتتكون العواصف

Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N. J. (1966) P.99.

(١)

الأمواج التي تعرقل الملاحة البحرية خلال فترة هبوبها. ومن أمثلة المستوال كل من رياح الكريفيت Le Crivetz في رومانيا، ورياح كوسافا Kosava في شمال غرب شبه جزيرة البلقان، ورياح البامبيرو Pampero في جنوب شرق البرازيل والأرجنتين والبستر في نيوزيلند^(١).

ب- البسورا: Bora

وهي عبارة عن رياح محلية شمالية شرقية باردة تهب من أعالي مرتفعات يوغسلافيا، وتهبط صوب منحدرات الألب الشرقية بالقسم الشمالي الشرقي من إيطاليا، وخاصة مناطق استري Ostrië ودالماتية Dalmatie وتريست Trieste. وتجه هذه الرياح نحو مؤخرة الانخفاضات الجوية التي تتمركز فوق جنوب النمسا خلال فصل الشتاء. وقد تتصف هذه الرياح كذلك بصفات الرياح المحلية الجبلية حيث تتغير سرعات حرارتها تبعاً لصعودها المنحدرات الجبلية تارة ثم هبوطها للمنحدرات الجبلية المضادة لاتجاهها تارة أخرى.

ج- النورثر (الشمالية): Norther

تهب هذه الرياح فوق القسمين الأوسط والجنوبي من الولايات المتحدة الأمريكية وتحمل مؤثراتها الطقسية أحياناً إلى المكسيك وجزر البحر الكاريبي. وهي عبارة عن رياح محلية شمالية قوية باردة تهب نحو مؤخرة الانخفاضات الجوية خلال فصل الشتاء. ويساعد على هبوبها، إنسياب أضداد الأعاصير القطبية Polar anticyclones إلى الجنوب، واقتربها من مناطق الانخفاضات الجوية في العروض المعتدلة. ويصاحب قدوم النورثر إنخفاض سريع في درجة حرارة الهواء (تنخفض درجة الحرارة بنحو ٢٠ إلى ٣٠ ف خلال ساعة واحدة) وتساقط المطر والثلج. وعندما تكون النورثر شديدة البرودة، تعرف في البراري الأمريكية وتكساس باسم الموجات الباردة Cold Waves وينتج عنها حدوث الصقيع

Emmanuel de Martonne", Traité de géographie physique" Tome premier, (١) Neuvième édition, Paris (1957) P.171-172.

الذى يتلف الكثير من المزروعات، ويسبب أضراراً بالغة لحدائق الموالح فى منطقة سواحل خليج المكسيك وحوض نهر ريوجراند^(١).

وتشبه النورثر رياح محلية باردة أخرى تعرف فى السهول الشمالية بالولايات المتحدة الأمريكية باسم البليزارد Blizzard وتتميز هذه الأخيرة بشدة سرعتها التى تصل إلى نحو ٣٢ ميلاً فى الساعة. ويصاحب حدوث البليزارد سقوط الثلج على شكل ذرات دقيقة الحجم Drifting powdery snow وتمسكاً لكثرتها فى الجو يبدو هذه الذرات الثلجية على شكل ضباب سطحي. ومن أسوأ عواصف البليزارد تلك التى حدثت فى يوم ٢١ يناير سنة ١٨٨٨ فوق السهول الوسطى الأمريكية فى ولاية داكوتا الشمالية ومينيسوتا حيث بلغت سرعة الرياح نحو ٥٠ ميلاً فى الساعة وانخفضت درجة الحرارة إلى -٢٠ ف، وتساقط الثلج بغزارة، وأدت هذه الرياح إلى مصرع أكثر من ٣٠٠ شخص وهلاك الآلاف من رؤس الماشية^(٢). وتعرض سهول سيبيريا فى الإتحاد السوفيتى لمثل هذه الرياح الباردة الشديدة التى تهب نحو مؤخرة الانخفاضات الجوية، وتعرف هنا باسم رياح البوران Buran.

(١) Blair, T. A. "Weather elements", 4th edi. N. J. (1960) P.238
(٢) a--- Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", Mc Graw-Hill, N. Y. (1954) P. 332-333.

الفصل الثامن

الكتل الهوائية

Air masses

يُعرّف الأستاذ بلير^(١) Blair (1959) الكتلة الهوائية على أنها حجم كبير من الهواء الذي يتميز بعظم تجانسه على طول قطاعات عرضية في كتلته الهائلة السمك. وعلى ذلك يعرّف هواء هذه الكتلة بتشابه خواصه الطبيعية، وبوجه خاص من حيث قيم درجات حرارته ومقدار الضغط الجوي ونسبة الرطوبة فيه. وتتكون مثل هذه الكتل الهوائية فوق مناطق واسعة المساحة، قليلة التضرس من سطح الأرض وكذلك فوق المسطحات المائية، على أن تكون حركة الرياح خفيفة في هذه المناطق. وعلى ذلك يكتسب الهواء الملامس لسطح الأرض خصائص طبيعية له تتشابه من جزء إلى آخر فيه، في حين يتشكل الهواء العلوي هو الآخر تدريجياً بفعل المتغيرات التي تحدث في الهواء السفلي. ويعمل كل من الإشعاع الأرضي Radiation والهواء الصاعد إلى أعلى Vertical Convection، وحركة الهواء الدوامية والإضطرابات الهوائية داخل الكتلة الهوائية Turbulence وحركات التافق الهوائي أو التحرك الأفقي للهواء Advection or horizontal movement على تنظيم الخصائص الطبيعية للكتل الهوائية وتنوعها من كتلة إلى أخرى.

ويتشابه تعريف الأستاذ بلير للكتلة الهوائية مع غيره من التعاريف الأخرى التي اقترحها العلماء لتحديد معنى الكتلة الهوائية^(٢) ويضيف الأستاذ هوارد كريتشفيلد (1966) Critchfield، أنه لا بد من أن تتوفر عدة

Blair, T. A. "Weather elements", Prentice-Hall 3rd edi. N.J. (1959) (١) P.174-190.

a--- Critchfield, H. J., "General Climatology", Prentice-Hall 3rd edi. N.J. (٢) (1966) P.101-142.

b--- Miller, A., "Air masses climatology", Geography, vol 38 (1953) P.55-67.

شروط حتى يتكون مثل هذا الحجم الهائل من الهواء المتجانس فى الكتلة الهوائية، وتتلخص هذه الشروط فيما يلى:

١- أن تتجمع الكتلة الهوائية فوق إقليم ما، بحيث يكون هذا الإقليم هو المصدر الرئيسى لمكوناتها أو (إقليم المنشأ) A Source region لعمليات تكوين الكتلة الهوائية، وقد يتميز هذا الإقليم بتشابه حالات الطقس اليومى فيه خلال مدة طويلة. (عدة شهور) ومن ثم قد تتجمع الكتلة الهوائية فوق مسطحات مائية واسعة Wide water surfaces أو فوق يابس Wide land surfaces ولكن يندر أن تتجمع الكتل الهوائية فوق المناطق التى يتداخل فيها اليابس مع المسطحات المائية، أو فوق مناطق اليابس المتنوعة التضرس.

٢- لابد أن تتعرض مناطق تجمع الكتل الهوائية أو إقليم المنشأ للهواء الهابط باستمرار، ويتشئت هذا الهواء الهابط عند إقترابه من سطح الأرض "Large scale subsidence and divergence of air over the source region" وعلى ذلك يصبح الهواء الهابط عند إقليم المنشأ متجانس فى الخصائص الطبيعية مثل خصائص هواء إقليم المنشأ ذاته^(١).

٣- ألا تتعرض مناطق تكوين الكتل الهوائية لعمليات صعود الهواء من أسفل إلى أعلى وتجمع الهواء الصاعد فى مناطق الهواء العلوى Convergence and rising air، ذلك لأنه عند مثل هذه المناطق الأخيرة يتكون فوقها مراكز من الضغط المنخفض تنجذب الرياح إليها من كل اتجاه، ويصبح هواء هذه المناطق متغيراً ومتحدداً وتتنوع فيه خصائص الطبيعة من جزء إلى آخر.

الرصد الجوى والتحليل المتيورولوجى للكتل الهوائية:

إذا ما تحركت الكتل الهوائية من إقليم المنشأ نحو مناطق أخرى، قد

(١) المرجع السابق (كريتشفيلد) ص ١٠١.

تتعرض لكثير من التغيرات وتتباين -سائمتها الطبيعية من جزء إلى آخر، كما قد يجد العاملون في رصدھا الجوى صعوبات كبيرة عند تحديد مساراتھا وتمييز خواصھا العامة. على سبيل المثال فإنه إذا تكونت كتلة هوائية فوق سطح من اليابس فى العروض الباردة، ثم تحركت هذه الكتلة الهوائية لأسباب ما، وتجمعت فوق مسطحات مائية فى العروض المدارية، تتغير خصائصها الطبيعية وترتفع درجة حرارة هواء هذه الكتلة وتزداد نسبة الرطوبة فيها وتكتسب خصائص جديدة لم تكن معثلة فيها من قبل. ويتعرض القسم الأسفل من هذه الكتلة الهوائية لمتغيرات محلية متعددة. فعند هذه المسطحات المائية الدفيئة يتشكل الهواء السفلى من الكتلة بالهواء الدافئ المصاحب للتيارات البحرية الدفيئة وللكتل المائية الدفيئة، وبالهواء الساخن الذى يتجمع فوق الجزر المحيطية. ويتغير الهواء السفلى من الكتلة الهوائية، تصبح الكتلة غير مستقرة ويمتد هذا التغير إلى الطبقات العليا من هوائها، وهنا تحدث الاضطرابات الهوائية، والحركات الهوائية الدوامية، ويتميز الهواء بعدم تجانس خصائصه العامة من قسم إلى آخر على طول قطاعاته العرضية وعلى ارتفاعات مختلفة. وتسجل هذه التغيرات الطباقية فى الكتل الهوائية عن طريق عمليات الرصد الجوى فى الهواء العلوى Upper air observations خاصة باستخدام البالونات المذبة Radio-Sonde أو ما يسمى باسم «رويس Raobs»^(١) وبالبيانات التى تبثها الأجهزة المطورة المثبتة فى الأقمار الصناعية المناخية (المتيوسات).

ويهتم المتيورولوجى عند تحليل الكتل الهوائية وتمييز كل منها بما يلى:

(١) استخدمت الطائرات لرصد درجات حرارة الهواء ونسبة رطوبته فى الكتل الهوائية على ارتفاعات تزيد عن ٥ كم (يصل الضغط إلى ٥٥٠ ملليمبار فقط. كما تستخدم هنا ترمومترات كهولية مدرجة إلى ٢٥ تحت الصفر) ولما كانت هذه الوسيلة مكلفة، فيستخدم اليوم ما يعرف باسم «المتيوجراف اللاسلكى» وهو عبارة عن جهاز يملق بالبالون الكشاف ويتركب من «مرسل» لاسلكى أوتوماتيكى يذيع تلقائياً إشارات لاسلكية تختلف باختلاف مقدار الضغط والحرارة والرطوبة أثناء صعود المتيوجراف إلى أعالي الجو. ولول من إستعمله هى سفينة الأبحاث الفرنسية «كريس» فى المحيط الأطلسمى فى نوفمبر ١٩٣٧، راجع: محمود حامد محمد «المتيورولوجية القاهرة» (١٩٦١) ص ١١٩.

١- متابعة مراحل التغير في خصائص هواء الكتلة الهوائية منذ بداية تحركها من منطقة المنشأ إلى المناطق الجديدة التي تصل إليها.

٢- تسجيل بيانات الخصائص الطبيعية (درجة الحرارة، كثافة الهواء وثقله والضغط الجوي ونسبة الرطوبة وعمليات صعود الهواء وهبوطه..) على طول قطاعات عرضية تؤخذ في الكتلة الهوائية على ارتفاعات محددة من سطح الأرض.

٣- تسجيل الاختلافات الرأسية في الخصائص العامة للكتلة الهوائية.

وترصد الخصائص العامة للكتل الهوائية في محطات الرصد الجوي اليوم باستخدام الراديو سوند وهو عبارة عن صندوق خفيف الوزن مثبت به جهاز راديو إرسال ويوضع بالصندوق كذلك أجهزة لقياس الضغط الجوي، ودرجة حرارة الهواء، ونسبة الرطوبة، تقوم بعملها مع ارتفاع البالون المطاط في الطبقات العليا للغلاف الجوي. وعلى ذلك يمتلئ البالون بغاز الهيدروجين المضغوط حتى تسهل عملية صعود الجهاز إلى طبقات الجو العليا. وعندما ينفذ الهيدروجين، ينفجر البالون في الجو ويسقط صندوق أو حقيبة أجهزة الرصد على الأرض (بعد إنتهاء عمليات الرصد الجوي) بالاستعانة بمظلة a parachute تساعد على وصول الأجهزة إلى الأرض وإذا لم يعثر الراصد الجوي على حقيبة الأجهزة فإن أجهزة الرصد الجوي بالراديو سوند تتصل حركاتها أيضاً بجهاز إرسال لاسلكي يعمل ببطارية وله القدرة على إرسال إشارات إلى أجهزة الاستقبال اللاسلكي عند سطح الأرض والتي تسجل بدورها كل ما تقوم به هذه الأجهزة من عمليات رصد هواء الغلاف الجوي من بداية نقطة صعود الراديو سوند من عند سطح الأرض حتى نقطة إنفجار البالون في الجو والتي قد تصل أحياناً إلى ارتفاع ١٠٠,٠٠٠ قدم^(١). وفي محطات

L Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall N.J. (1966) P.102 (١)

الأرصاد الجوية المتطورة يمكن تتبع البالون المذيع باستخدام الرادار لمعرفة اتجاه الرياح وسرعتها في الطبقات العليا «نظام روين Rawin» ومن ثم يطلق على الرصد الجوي العلوى المزدوج في هذه الحالة تعبير «Rawinsonde».

وقد استخدم اليابانيون أثناء الحرب العالمية الثانية أجهزة الرصد الجوي العلوى. وتعتمد هذه الأجهزة على تزويدها بالون من المطاط، يلحق به جهاز راديو متيبورولوجى ballon-born radio-meteorological apparatus ويمكن التحكم في مسار الجهاز تبعاً لمقدار الغازات في بالون الجهاز. وتعرف مثل هذه الأجهزة باسم «البالونات المذيعية الترانزستور أو الترانزستور الطائر Transo-sonde ballons ويمكن لها أن تستمر في مساراتها تحت ضغط ثابت لعدة أيام. وتستطيع أجهزة الاستقبال عند سطح الأرض تحديد موقع الترانزستور الطائر وذلك باستخدام أجهزة راديو خاصة تقوم بتحديد الذبذبات الصوتية التي تصدر عن الجهاز. وقد استخدم جهاز الترانزستور الطائر بنجاح كبير في رصد وتسجيل الخصائص المتيبورولوجية لطبقات الهواء العلوى فوق أجزاء واسعة من المحيط الهادئ.

وحيث إن عدد محطات الرصد الجوي للطبقات العلوية Roabs التي تستخدم البالونات المذيعية تعد محدودة جداً، فإن تسجيل الخصائص المتيبورولوجية للأجزاء العليا من الغلاف الجوى لا تتم إلا بصورة محلية وفي مواقع محددة. ومعنى ذلك أن أى خريطة خاصة بالطقس الجوى العلوى لا تدل إلا على حالة الهواء العلوى في مكان محدد ولوقت قصير معلوم. ولايزال من الصعب إنشاء خرائط طقسية إقليمية أو عالمية توضح حالات التغير اليومي في الهواء العلوى بالكتل الهوائية. وعلى ذلك فإن بعض محطات الرصد الجوى (مثل محطة سوتلاند في مارييلاند بالولايات المتحدة الأمريكية) تقوم بإنشاء خرائط طقس يومية، لمناطق محددة على إرتفاعات عالية من الهواء العلوى (عند مستويات ضغط

مقدارها ٨٥٠، ٧٠٠، ٥٠٠، ٣٠٠ ملليبار). وتساعد مثل هذه الخرائط على تحديد مناطق الاستقرار ومناطق الاضطرابات الهوائية، وإبعاد الكتل الهوائية وإمتدادها وخصائصها العامة. غير أن استخدام الأقمار الصناعية المناخية (المتريسات) أسهم بصورة فاعلة في إنشاء مرئيات فضائية توضح تجمعات الكتل الهوائية والسحب وبخار الماء ومراكز نشوء الأعاصير المدارية على كل سطح الكرة الأرضية مما أدى إلى حدوث نقلة نوعية هائلة في قاعدة المعلومات المتيورولوجية التي يتعامل معها الباحثون اليوم.

استقرار الكتل الهوائية وعدم استقرارها:

Stability and instability of air masses

يهتم المتيورولوجى بدراسة العوامل التى تؤدي إلى حدوث التيارات الهوائية المساعدة فى الجو، ذلك لأن عمليات حدوث التساقط Precipitation (المطر والثلج) ترتبط بعمليات التبريد الذاتى Adiabatic Cooling والتكاثف Condensation بعد صعود الهواء المحمل ببخار الماء إلى أعلى. وإذا إستقرت كتلة هوائية وظلت فى مكانها، ولم تتأثر باختلافات حرارية فى طبقاتها السفلى بحيث تجعلها معرضة للإضطرابات الهوائية، فيطلق على مثل هذه الكتل تعبير كتلة هوائية مستقرة Stable air mass. أما إذا تعرض القسم الأسفل من الكتلة الهوائية، لهواء ساخن - كما سبقت الإشارة من قبل فقد ينتج عن ذلك حدوث إضطرابات هوائية رأسية Vertical motions داخل نطاقها، وتتحرك الكتلة الهوائية من موقعها إلى مواقع أخرى فى الغلاف الجوى ذات ضغط جوى أكثر إنخفاضاً، ويطلق عليها فى هذه الحالة تعبير كتلة هوائية غير مستقرة unstable air mass. أما إذا كانت الظروف الطبسية المحلية تساعد الكتلة الهوائية على التحرك من منطقة نشوؤها إلى مناطق أخرى بحيث تظل الكتلة الهوائية محتفظة بصورتها الدائمة. ولا تتعرض إلا لاضطرابات هوائية ثانوية فيطلق عليها

فى هذه الحالة تعبير كتلة هوائية فى حالة التبات المحايد^(١) in a state of
neutral equilibrium.

وعندما تتميز الكتلة الهوائية ببرودتها وجفافها، فغالباً ما تحافظ
على استقرار حالتها ومن بين أهم العوامل التى تساعد على إستقرار
الكتل الهوائية ما يلى:

- ١ - زيادة برودة سطح الأرض بفعل الإشعاع الأرضى أثناء الليل.
- ب - تجمع الهواء السفلى للكتلة الهوائية فوق أسطح باردة.
- ج- تكوين الكتل الهوائية الدفيئة فوق مناطق مرور التيارات البحرية
والكتل المائية الباردة نسبياً.
- د - اقتراب الكتل الهوائية من سطح اليابس المجاور لها الذى يكون أعمق
من المسطحات المائية خلال فصل الشتاء.
- هـ- تعرض الكتل الهوائية لعمليات هبوط الهواء من أعلى الى أسفل
Subsidence of air، وانضغاط الهواء.

أما حالة استقرار الكتلة الهوائية، فتحدث أساساً عند إرتفاع درجة
حرارة الهواء فى القسم الأسفل منها، وعلى ذلك يقل وزن الهواء الساخن
ويصعد إلى أعلى. وتعرض الكتلة الهوائية للضطرابات الهوائية والتيارات
الهوائية الدوامية فى قسمها الأسفل فى حين تحدث عمليات التكاثف
والتساقط فى قسمها الأعلى، وكلها عوامل تساعد على تحرك الكتلة
الهوائية أو تشتتها.

وعند تحرك الكتل الهوائية قد تعمل بعضها على الإحتفاظ
بخصائصها الطبيعية الأصلية وخاصة فى أجزائها العليا. فى حين تتشكل
الأجزاء السفلى منها بين الحين والآخر بالمؤثرات المحلية المختلفة التى تؤثر
فى حالة الهواء القريب من سطح الأرض. وعندما تتقابل كتلتان هوائيتان

Taylor, G.F., "Aeronautical meteorology", Pitman, N.Y. (1938) P.102. (١)

مختلفتان في خصائصهما الطبيعية فإنهما لا يمتزجان بسهولة، بل يتجمع الهواء الساخن ويصعد إلى أعلى، ويهبط الهواء البارد إلى أسفل، ويتكون ما يعرف باسم «الجبهات» Fronts أو جبهات الإضطراب الهوائى Discontinuities على طول مناطق إلتقاء الكتل الهوائية الباردة بالكتل الهوائية الأدفأ منها نسبياً. ونتيجة لتكوين الجبهات فوق أجزاء متفرقة من سطح الأرض تضطرب حالة الطقس بين ساعة وأخرى.

تصنيف الكتل الهوائية ومجموعاتها المختلفة

Classification of air masses

رجح العلماء كثيراً من التقاسيم لتصنيف الكتل الهوائية إلى مجموعات مختلفة، ويعد التقسيم الأمريكى للكتل الهوائية أكثر هذه التقاسيم شيوعاً، ويعتمد هذا التقسيم على أساس إختلاف مناطق نشأة الكتل الهوائية ووفقاً لذلك تقسم مجموعات الكتل الهوائية إلى أربع مجموعات هي:

- ١- الكتل الهوائية القطبية (الشديدة البرودة) Arctic (A)
- ٢- الكتل الهوائية القطبية الباردة. Polar (P)
- ٣- الكتل الهوائية المدارية. Tropical (T)
- ٤- الكتل الهوائية الإستوائية. Equatorial (E)

ثم تصنف هذه الكتل الهوائية السابقة تصنيفاً ثانوياً على أساس موقع نشأتها بالنسبة للمسطحات المائية أو اليابس وعلى ذلك يمكن تمييز كل منها إلى أى من :

- أ- كتل قارية. Continental (c)
- ب- كتل بحرية. Maritime (m)

كما تصنف أى من كل هذه الكتل الهوائية التى سبقت الإشارة إليها

على أساس إختلاف درجة حرارتها إلى ما يلي:

1- كتل هوائية دفيئة. Warm (w)

ب- كتل هوائية باردة. Cold (k)

ثم وفقاً لحالة الكتل الهوائية تضاف عدة رموز أخرى ثانوية فإنما كانت الكتل الهوائية مستقرة أو غير مستقرة يرمز إليها بالرموز الإضافية الآتية:

1- كتل هوائية مستقرة. Stable (s)

ب- كتل هوائية غير مستقرة. Cold (k)

وقد ميز المتيورولوجيون كذلك كتلاً هوائية علوية ثانوية تتكون في الطبقات العليا من التروبوسفير Troposphere خاصة فوق المناطق المرتفعة في العروض شبه المدارية، ويهبط هواء هذه الكتل من أعلى إلى أسفل ومن ثم يرمز إليها بالرمز Subsidence air (S). ولا يتأثر مكان ما من سطح الأرض بجميع مجموعات الكتل الهوائية، بل قد تتشكل ظروفه الطقسية والمناخية بمؤثرات بعض هذه الكتل الهوائية. وعلى سبيل المثال تتلخص الكتل الهوائية الرئيسية التي تشكل أراضى أمريكا الشمالية في الجدول الآتي^(١):

Blair, T.A., "Weather element" Prentice-Hall, N.J. (1959) P.179

(١)

الكتل الهوائية	الرمز العلمى	مناطق نشأتها
الكتل الهوائية القطبية القارية Polar Continental	cPk cPw	كندا والسكا والمناطق القطبية الشديدة البرودة قطبية باردة.
الكتل الهوائية القطبية البحرية Polar Maritime	mPw	شمال غرب المحيط الأطلسى (شديدة البرودة)
الكتل الهوائية المدارية القارية Tropical Continental	mPw cTk cTw	حول جزر الوشيان بالمحيط الهادى (باردة) جنوب غرب الولايات المتحدة (باردة) شمال المكسيك فى فصل الصيف (دفيئة)
الكتل الهوائية المدارية البحرية Tropical Maritime	mTk mTw	بحر سرجاسو والبحر الكاريبى وخليج المكسيك فوق المياه المدارية من المحيط الهادى
الكتل الهوائية العليا Superior	s	بالقسم الأعلى من طبقة التروبوسفير فوق العروض شبه المدارية من أمريكا الشمالية

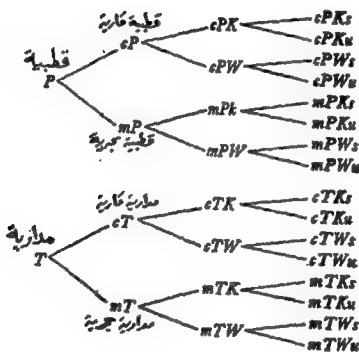
وعلى ذلك قد تنقسم الكتل الهوائية الواحدة إلى ثمان كتل هوائية مختلفة تبعاً لتنوع خصائصها الطبيعية^(١)، كما يتبن ذلك فيما يلى:

١ - الكتلة القطبية: P يمكن أن تكون قطبية قارية cP أو قطبية بحرية mP، وكل منهما قد تكون باردة cPk، mPk أو دفيئة cPw، mPw،

(١) Trewartha, G.T., "An Introduction to climate", Mc Graw-Hill, N.Y. (1954) P.154

وكل من هذه الكتل الهوائية الأربعة الأخيرة قد تنقسم إلى قسمين هما كتل مستقرة (s) وكتل غير مستقرة (u).

ب - والكتلة المدارية: T يمكن أن تكون مدارية قارية CT أو مدارية بحرية mT، وكل منهما قد تكون باردة cTk, mTk أو دافئة cTw, mTw، وكل من هذه الكتل الأربعة الأخيرة قد تنقسم إلى قسمين هما كتل مستقرة (s) وكتل غير مستقرة (u) (شكل ٤٧).



(شكل ٤٧) رموز الكتل الهوائية

تعديل الخصائص العامة للكتل الهوائية:

Modification of air masses

عندما تنتقل الكتلة الهوائية من مناطق نشأتها إلى منطقة أخرى تختلف خصائصها الطبيعية (خاصة من حيث درجة الحرارة ونسبة الرطوبة) عن هواء هذه الكتلة، تتحور وتتشكل الكتلة الهوائية تحت هذه الظروف والعوامل الجديدة، كما أن هواء الكتلة نفسه يؤثر بدوره في الخصائص العامة للهواء الملاصق لسطح المنطقة التي إنتقلت إليها الكتلة الهوائية. وكلما ظلت الكتلة الهوائية في المنطقة التي إنتقلت إليها مدة طويلة تشدد درجة تغيرها ويظهر هذا التغير بشكل واضح في القسم الأعلى من الكتلة الهوائية حيث تتغير بالتدريج درجات حرارة الهواء فيها. وكذلك نسبة الرطوبة في حين نلاحظ أن القسم الأعلى من الكتلة الهوائية يعد أقل تأثراً بهذه التغيرات. أما إذا كانت المنطقة التي إنتقلت إليها الكتلة الهوائية تختلف إختلافاً كبيراً من حيث الخصائص الطبيعية بينها وبين هواء الكتلة الهوائية فلا يقتصر التغير في هذه الحالة على تغير الأجزاء السفلى من الكتلة الهوائية بل على أجزائها العليا كذلك ونصبح غير مستقرة بل قد تتلاشى نهائياً

وعلى سبيل المثال قد تصل الكتل الهوائية إلى حوض نهر أوهيو بالولايات المتحدة الأمريكية على شكل كتلة هوائية متحدة الإتجاه الجنوبي الغربي، وربما قبل وصول هذه الكتلة الهوائية بعدة أيام، قد يتعرض حوض هذا النهر لكتلة هوائية قطبية متجهة نحو الجنوب وأتية من كندا. وعلى ذلك تختلف الخصائص الطبيعية المناخية للكتلة الهوائية القطبية فوق حوض نهر أوهيو عن تلك الخاصة بالكتلة الهوائية الجنوبية الغربية المدارية. ومن ثم تختلف درجة الحرارة ونسبة الرطوبة وإتجاه الرياح في حوض هذا النهر إذا ما تعرض لمؤثرات عدة كتل هوائية مختلفة الخصائص الطبيعية.

ولذلك فإن تشكيل الخصائص العامة للكتل الهوائية يتوقف على اختلاف درجات حرارة هواء الكتلة من ناحية، وحرارة الهواء الملاصق لسطح المنطقة التي إتجهت إليها هذه الكتلة من ناحية أخرى. ومن هنا يظهر أهمية الرمزين التي سبقت الإشارة إليهما من قبل وهما w (هواء دافئ)، و K (هواء بارد). فعند تحرك كتلة هوائية قطبية بحرية مستقرة mP نحو الجنوب صوب المناطق المرتفعة الحرارة من أراضي الولايات المتحدة الأمريكية خاصة خلال فصل الصيف، فتصبح أبرد من الهواء الملاصق لسطح الأرض عند هذه المناطق وعلى ذلك تُميز بالرمز mPk (أي كتلة هوائية قطبية بحرية باردة) وعندما تسخن هذه الكتلة من أسفل إلى أعلى (تبعاً لارتفاع درجة حرارة الهواء الملاصق لسطح الأرض في المناطق الجديدة لتواجدها) وتظل الأجزاء العليا منها لم تتأثر بعد بهذه المؤثرات يزداد الاختلاف الحرارى بين القسم الأسفل من الكتلة الهوائية والقسم الأعلى منها. وتقل درجة الاستقرار في هواء الكتلة $decreases the stability$ وينتج عن ذلك حدوث حركات الهواء الدوامية $Turbulences$ وتساعد الهواء الساخن إلى أعلى $convection$ وهكذا تتغير الخصائص العامة للكتلة الهوائية وتتشكل بخصائص جديدة مكتسبة تبعاً لظروف المنطقة التي إنتقلت إليها الكتلة الهوائية. أما إذا تحركت كتلة هوائية مدارية نحو الشمال إلى المناطق الشديدة البرودة عنها، فتتغير خصائصها العامة، وإذا كانت نسبة الرطوبة فيها مرتفعة، قد تتعرض لعمليات التكاثف وسقوط الأمطار. ويمكن القول بوجه عام أن الرمز w أى الهواء الساخن يدل على أن الكتلة الهوائية مستقرة نسبياً، فى حين أن الرمز k أى الهواء البارد يدل على أن الكتلة الهوائية غير مستقرة.

الخصائص العامة للكتل الهوائية التي تؤثر

فى طقس ومناخ قارة أمريكا الشمالية

تؤثر الكتل الهوائية المتنوعة فى التغيرات اليومية للطقس فوق أراضي قارة أمريكا الشمالية، ويقصد بالخصائص العامة للكتل الهوائية

دراسة حرارة الهواء ونسبة رطوبته ومقدار تغير الحرارة رأسياً مع الارتفاع فى الهواء العلوى Lapse rate. كما يهتم المتيورولوجى كذلك بدراسة نقطة الندى Dew point فى الكتل الهوائية ومدى الرؤية Visibility وأنواع السحب. ويلاحظ أن أنواع الكتل الهوائية التى تتحرك فوق قارة أمريكا الشمالية صيفاً تختلف عن تلك التى تتحرك إليها خلال فصل الشتاء. وتتلخص أهم أنواع الكتل الهوائية فى أمريكا الشمالية وخصائصها العامة فيما يلى:

(أولاً) الكتل الهوائية الشتوية

١ - الكتلة الهوائية القطبية القارية الشتوية: cP (in winter)

تعد المناطق الرئيسية لتكوين هذه الكتل الهوائية هى كندا والمحيط القطبى الشمالى وشمال شرق سيبيريا. ويتشكل هواء هذه الكتلة القطبية الباردة بالفرشات الثلجية التى تغطى سطح الأرض، ومن ثم يتميز الهواء الأسفل من هذه الكتلة الهوائية بشدة برودته تحت تأثير فعل البرودة بالإشعاع Radiation cooling خلال الليالى الشتوية الطويلة فى العروض العليا، وعلى ذلك يلاحظ أن درجة الحرارة هنا تزداد بالارتفاع (تبعاً لسخونة الهواء العلوى من الكتلة الهوائية بالنسبة للهواء السفلى الشديد البرودة)، ولكن حتى ارتفاع معين من الكتلة الهوائية تبدأ درجة حرارة الهواء فى الإنخفاض مع الارتفاع إلى أعلى ويؤدى هذا الانقلاب أو التغير فى نظام الحرارة إلى حالة من الإستقرار الواضحة فى الكتلة الهوائية القطبية، ويعزى ذلك إلى عدم حدوث تيارات هوائية صاعدة، كما تقل كذلك الحركات الدوامية للهواء^(١). Convection is impossible and turbulence is reduced.

ومن دراسة الخصائص المتيورولوجية للكتلة الهوائية القطبية القارية فى محطة الرصد الجوى بمدينة «اللنديل» Allendale، يتبين أن درجة

Blair, T.A., "Weather element" Prentice-Hall, N.J. (1959) P.180

(١)

حرارة هواء هذه الكتلة عند سطح البحر تبلغ نحو -١٥°ف، ثم يبلغ نحو -١٣°ف عند إرتفاع كيلو متر واحد فوق سطح البحر، ونحو -٩°ف عند إرتفاع ٢ كم ثم تنخفض درجة الحرارة من جديد مع الإرتفاع فى هواء هذه الكتلة القطبية القارية حيث يصل إلى -١٣°ف عند إرتفاع ٤ كم فوق سطح البحر. وتبلغ الرطوبة النسبية Relative humidity فى هذه الكتلة الهوائية نحو ٨٢٪ عند سطح البحر وتنخفض إلى ٧٥٪ عند إرتفاع ٢ كم فوق سطح البحر ونحو ٧١٪ عند أعالي هذه الكتلة الهوائية على إرتفاع ٤ كم فوق سطح البحر^(١). (انظر الجدول).

ويلاحظ أن الرطوبة النوعية Specific humidity فى هذه الكتلة الهوائية القطبية القارية تعد بسيطة جداً، حيث لا تزيد عن ٠,٣٢ جرام لكل كيلو جرام من الهواء عند مستوى سطح البحر، ثم تصل إلى نحو ٠,٦ جرام لكل كيلو جرام عند منسوب ٢ كم فوق مستوى سطح البحر. وتسبب هذه الكتلة الهوائية القارية القطبية cP حالة من الطقس تتميز بصفاء الجو وإنخفاض درجة الحرارة وبالرؤية الجيدة. وعندما تتحرك هذه الكتلة الهوائية نحو الجنوب (إى نحو المناطق الأشد حرارة منها) تتحول بالتدريج إلى كتلة هوائية قطبية قارية باردة cPk.

(١) Trewartha, G.T., "An Introduction to climate", Mc Graw-Hill, N.Y. (1954) P.162

التفاصيل العامة للكتل الهوائية الشتوية فوق قارة أمريكا الشمالية

ارتفاع الكتلة الهوائية (كم عن سطح البحر)					الخصائص العامة	الحالة	الكتل الهوائية الشتوية
كم ١	كم ٢	كم ٣	كم ٤	معد سطح البحر			
١٣ -	٧ -	٤ -	١٣ -	١٥ -	الحرارة في الرطوبة النسبية جوام / كجم الرطوبة النسبية % الحرارة في الرطوبة النسبية جوام / كجم الرطوبة النسبية %	الكتل موسطن	١ - القطبية القارية Pc
١٤ -	٨ -	٥ -	١٤ -	١٦ -			
١٥ -	٩ -	٦ -	١٥ -	١٧ -			
١٦ -	١٠ -	٧ -	١٦ -	١٨ -			
١٧ -	١١ -	٨ -	١٧ -	١٩ -			
١٨ -	١٢ -	٩ -	١٨ -	٢٠ -	الحرارة في الرطوبة النسبية جوام / كجم الرطوبة النسبية % الحرارة في الرطوبة النسبية جوام / كجم الرطوبة النسبية %	الكتل مستقل	٢ - القطبية البحرية Pm
١٩ -	١٣ -	١٠ -	١٩ -	٢١ -			
٢٠ -	١٤ -	١١ -	٢٠ -	٢٢ -			
٢١ -	١٥ -	١٢ -	٢١ -	٢٣ -			
٢٢ -	١٦ -	١٣ -	٢٢ -	٢٤ -			

٢- الكتلة الهوائية القطبية البحرية الشتوية: mP (in winter)

تتمثل مناطق نشأة هذه الكتلة الهوائية فوق كل من:

١ - القسم الشمالى من المحيط الهادى فى منطقة الضغط المنخفض الألوشى Aleutian Low.

ب- القسم الشمالى الغربى من المحيط الأطلسى بالغرب من سواحل نيوفوندىلاند وهضبة لبرادور وجزيرة جرينلاند.

وتتميز هذه الكتلة القطبية البحرية عند بداية نشأتها بالإستقرار (خاصة فى شرق سيبيريا) ولكن عندما تتحرك شرقاً فوق المسطحات المائية الدفيئة نسبياً فى المحيط الهادى، ترتفع درجة حرارة الهواء فيها وكذلك نسبة الرطوبة خاصة فى القسم الأسفل منها. ومن ثم تختلف درجة حرارة القسم الأسفل منها عن القسم العلوى لها، ويتميز التغير الرأسى فى درجة الحرارة مع الإرتفاع إلى أعلى بأنه شديد الإنحدار Steep Lapse rate.

وقد أوضحت محطة الرصد الجوى بمدينة سياتل Seattel بأن درجة حرارة الكتلة الهوائية القطبية البحرية الشتوية تصل إلى نحو ٦°ف عند سطح البحر، وتنخفض درجة الحرارة مع الإرتفاع بسرعة بحيث تبلغ ١٨°ف عند إرتفاع ٢ كم ونحو ٧°ف عند إرتفاع ٣ كم ثم نحو -٢°ف عند إرتفاع ٤ كم فوق سطح البحر. ولا تزيد الرطوبة النوعية عن ٤,٤ جرام لكل كجم من الهواء عند مستوى سطح البحر، وتنخفض الرطوبة النوعية فى هذه الكتلة الهوائية مع الإرتفاع حيث تصل إلى ١,٥ جم لكل كجم من الهواء عند إرتفاع ٢ كم ثم إلى نحو ٤ جم لكل كجم من الهواء عند إرتفاع ٤ كم من مستوى سطح البحر. كذلك تقل الرطوبة النسبية فى هواء هذه الكتلة مع الإرتفاع، فبينما تصل الرطوبة النسبية ٦٦٪ عند مستوى سطح البحر، فإنها تبلغ عند أعالي هذه الكتلة الهوائية على إرتفاع ٤ كم من سطح البحر نحو ٣٥٪ فقط. وينجم عن إنخفاض درجة حرارة الهواء إلى ما دون نقطة

الندى حدوث التكاثف وتكوين السحب الركامية Cumulus بأعلى هذه الكتلة الهوائية. وعندما تقترب هذه الكتلة الهوائية من الساحل الغربى لقارة أمريكا الشمالية تصبح كتلة قطبية بحرية باردة نسبياً mP_k ، وعندما تتحرك إلى داخل القارة ترتفع درجة حرارة الهواء السفلى لها من جديد وتصبح أدفاً نسبياً mP_w .

٣- الكتلة الهوائية المدارية البحرية الشتوية: mT (in winter)

يتمثل المصدر الرئيسى لهذه الكتلة الهوائية خلال فصل الشتاء فى مناطق الضغط المرتفع فوق العروض شبه المدارية للمساحات المائية بالمحيط الهادى، فيما بين شبه جزيرة كاليفورنيا شرقاً حتى جزر هاواى غرباً. كما قد تتكون هذه الكتلة كذلك فوق مياه البحر الكاريبى ومياه خليج المكسيك خلال فصل الشتاء. وتتميز حرارة هواء هذه الكتلة وبكثافتها نسبة الرطوبة فيها بإعتدالهما، فى حين يتميز الهواء الدافىء فيها بهبوطه المستمر من أعلى إلى أسفل ليحل محل الهواء الأكثر دفئاً والصاعد إلى أعلى.

ومن دراسة بيانات محطة الرصد الجوى فى مدينة ميامى Miami (فلوريدا) للكتلة المدارية البحرية الشتوية mT ، يتبين أن درجة حرارة هواء هذه الكتلة عند مستوى سطح البحر يصل إلى $٧٧^{\circ}F$ ، وتنخفض درجة حرارة الهواء مع الارتفاع حيث تصل إلى $٥٥^{\circ}F$ عند ارتفاع ٢ كم فوق مستوى سطح البحر ثم تنخفض إلى $٣٧^{\circ}F$ عند ارتفاع ٤ كم فوق سطح البحر. ولكن هواء هذه الكتلة الهوائية المدارية يعد أدفاً بكثير من هواء الكتلتين الشتويتين التى سبقت الإشارة إليهما من قبل.

وترتفع الرطوبة النوعية فى هواء الكتلة المدارية البحرية الشتوية حيث تصل إلى نحو $١٦,٢$ جرام لكل كجم من الهواء عند مستوى سطح البحر، ثم تنخفض مع الارتفاع حتى تصل إلى $٥,٢$ جرام لكل كجم من الهواء بأعلى هذه الكتلة عند ارتفاع ٤ كم فوق مستوى سطح البحر. أما

الرطوبة النسبية فتصل في هذه الكتلة المدارية إلى نحو ٨٢٪ عند مستوى سطح البحر ونحو ٨٣٪ عند إرتفاع ٢ كم فوق مستوى سطح البحر، ثم تنخفض إلى ٦٧٪ عند إرتفاع ٤ كم فوق مستوى سطح البحر. وعندما تتحرك هذه الكتلة الهوائية المدارية البحرية شمالاً نحو المناطق الباردة تصبح أكثر دفئاً من الهواء الملاصق لسطح الأرض عند هذه المناطق الأخيرة، وعلى ذلك يرمز إليها بالرمز mTw، أى كتلة هوائية مدارية بحرية دفيئة.

(ثانياً) الكتلة الهوائية الصيفية

١ - الكتلة الهوائية القطبية القارية الصيفية: cP (in Summer)

يتمثل المصدر الرئيسى لهذه الكتلة الهوائية فوق المسطحات القارية الواسعة لشبه جزيرة السكا وشمال كندا وأواسطها ولا يتغطى سطح هذه المناطق بالثلج خلال فصل الصيف، بل ترتفع درجة حرارة الهواء الملاصق لها خلال الأيام الصيفية المشمسة، وينتج عن ذلك حدوث حالة عدم إستقرار Instability في الكتلة الهوائية. إلا أن الهواء في القسم الأكبر من هذه الكتلة الهوائية يظل بارداً بمقارنته بالهواء القريب هنا من سطح الأرض.

ومن دراسة بيانات هذه الكتلة الهوائية بمحطة اللنديل Allendale يتبين أن درجة حرارة هذه الكتلة الهوائية عند سطح الأرض تبلغ نحو ٦٦ ف، وتنخفض درجة حرارتها مع الإرتفاع حيث تصل إلى ٥٠ ف عند إرتفاع ٢ كم عن مستوى سطح البحر ثم إلى ٢٧ ف عند إرتفاع ٤ كم عن مستوى سطح البحر. أما الرطوبة النوعية فتصل فيها إلى نحو ٦,٣ جرام لكل كجم من الهواء عند مستوى سطح البحر، ثم تنخفض إلى ٢,٩ جرام لكل كجم عند إرتفاع ٤ كم. أما الرطوبة النسبية فتتراوح في هذه الكتلة من ٤٠ - ٤٤٪ فيما بين مستوى سطح البحر حتى إرتفاع ٣ كم منه، ثم ترتفع الرطوبة النسبية إلى ٥٧٪ عند إرتفاع ٤ كم عند مستوى سطح البحر،

وينتج عن ذلك نشوء حالات عدم إستقرار فى هواء هذه الكتلة القطبية القارية الصيفية (انظر الجدول) ، وعندما تنساب هذه الكتلة الهوائية صوب المناطق الجنوبية الأعلى منها حرارة يرمز إلى هذه الكتلة cPk أى باردة بالنسبة للأراضى التى إتجهت إليها.

٢ - الكتلة الهوائية القطبية البحرية الصيفية: mP (in summer)

تعد مصادر هذه الكتلة القطبية البحرية الصيفية هى نفس مصادرها الشتوية التى سبقت الإشارة إليها من قبل، أى فوق منطقة الضغط المنخفض الألوشى والقسم الشمالى الغربى من المحيط الأطلسى وعلى طول الساحل الغربى لأمريكا الشمالية. وفى خلال فصل الصيف يكون هناك دائماً إتجاه من الهواء المعتدل الحرارة نحو الجنوب. ويتميز الهواء العلوى فيها بإستقراره النسبى فى حين يتميز الهواء السفلى منها بعدم إستقراره. وتؤدى هذه الحالة خلال فصل الصيف إلى تكوين النسخب الطباقية Stratus والضباب الصيفى.

وتبلغ درجة حرارة هواء هذه الكتلة القطبية البحرية الصيفية نحو ٦٢°ف عند مستوى سطح البحر، ثم تنخفض درجة الحرارة مع الإرتفاع وتصل إلى نحو ٤١°ف عند إرتفاع ٢ كم ونحو ٢٨°ف عند إرتفاع ٤ كم فوق مستوى سطح البحر وتصل الرطوبة النوعية إلى ٧,١ جرام لكل كجم من الهواء الملائم لسطح البحر ثم تنخفض الرطوبة النوعية إلى ١,٧ جرام لكل كجم عند إرتفاع ٤ كم من مستوى سطح البحر. وتختلف الرطوبة النسبية رأسياً بشدة فى هواء هذه الكتلة حيث تصل إلى ٦٢٪ عند مستوى سطح البحر، وترتفع إلى ٩١٪ عند إرتفاع ١ كم واحد فوق مستوى سطح البحر ثم تعود وتنخفض الرطوبة النسبية مع الإرتفاع بالتدرج إلى أن تصل إلى ٣٣٪ عند إرتفاع ٤ كم فوق مستوى سطح البحر.

الخصائص العامة للكتل الهوائية المصفية فوق قارة أمريكا الشمالية

الكتل الهوائية العنقودية	المحطة	الخصائص العامة	ارتفاع الكتلة الهوائية (كم من سطح البحر)			
			منه سطح البحر	كم ١	كم ٢	كم ٣
١- قطبية شمالية CP	اللاتيف مدى ستر	المرارة ن الرطوبة النوعية جرام / كجم الرطوبة النسبية % المرارة ن الرطوبة النوعية جرام / كجم الرطوبة النسبية %	٦١	٦١	٥٠	٢٩
			٦٣	٥٦	٢٩	٢٩
			٤٢	٤٥	٤٣	٤٤
			٦٣	٥٥	٤٢	٢٦
			٨٢	٥٨	٥٤	٢٦
٢- القطبية البحرية MP	سينك	المرارة ن الرطوبة النوعية جرام / كجم الرطوبة النسبية % المرارة ن الرطوبة النوعية جرام / كجم الرطوبة النسبية %	٦٨	٥٧	٦٤	٤٣
			٦٣	٤٨	٤١	٢٤
			٧١	٦٣	٢٩	٢٣
			٦٢	٩١	٦٠	٤٢
			٦٤	٧٢	٧٠	٥٧
	اللاتيف	المرارة ن الرطوبة النوعية جرام / كجم الرطوبة النسبية %	١٠٣	٧٧	٢٥	٢٦
			٧٩	٤٠	٢٠	٧٧

٧- الليرة البحرية mT	مهاى	الحرارة في الرطوبة الذمعية جدام / كجم	٧٥ ١٧ر٣	٦٨ ١٤ر٩	٥٩ ٩ر٣	٤٨ ٦ر٣	٤١ ٤ر٣
٤- الليرة القارية cT	البلسو (تكسلان)	الرطوبة النسبية % الحرارة في الرطوبة الذمعية جدام / كجم الرطوبة النسبية /	٩٣ ٧٥ ١٠ر١ ٥٢	٨٨ ٨١ ٩ر٧ ٣٧	٧٤ ٧٥ ٩ر٩ ٤٣	٥٨ ٦٤ ٧ر٦ ٤٣	٤٨ - - -

وعندما تتجه هذه الكتلة الهوائية داخل قارة أمريكا الشمالية تعد أكثر برودة من الهواء الملامس لسطح اليابس وبذلك تصبح كتلة هوائية قطبية بحرية باردة mPk ويتميز هواء هذه الكتلة بجفافه. ، وعندما تعبر هذه الكتلة الهوائية مرتفعات الروكى وتوغل فى قلب القارة تفقد خصائصها البحرية وتكتسب صفات قارية جديدة cP .

٣- الكتلة الهوائية المدارية البحرية الصيفية: mT (in summer)

لا تتجه أى كتل هوائية مدارية بحرية صيفاً من المحيط الهادى إلى أراضى أمريكا الشمالية، ولكن تتجمع مثل هذه الكتل الهوائية فوق مياه المحيط الأطلسى وخليج المكسيك فوق العروض المدارية. وتتميز درجة حرارة هواء هذه الكتلة بارتفاعها وكذلك إرتفاع نسبة الرطوبة فيها، كما يحدث فيها كثير من حالات عدم الإستقرار تبعاً لعمليات الهواء الصاعد إلى أعلى ونتيجة لحدوث الأعاصير والعواصف الرعدية

ومن بيانات الرصد الجوى لمحطة ميامى (فلوريدا) لهواء هذه الكتلة الهوائية البحرية الصيفية يتبين أن درجة حرارتها عند مستوى سطح البحر تصل إلى $٧٥^{\circ}F$ ، وتنخفض درجة الحرارة مع الإرتفاع حيث تصل إلى $٩٠^{\circ}F$ عند إرتفاع $٢ كم$ وإلى نحو $٤١^{\circ}F$ عند إرتفاع $٤ كم$ فوق مستوى سطح البحر (انظر الجدول). وترتفع الرطوبة النوعية فى الهواء الملامس لسطح البحر بهذه الكتلة المدارية البحرية الصيفية حيث تصل إلى $١٧,٣$ جرام لكل كجم، وتنخفض الرطوبة النوعية مع الإرتفاع حيث تصل إلى $٤,٣$ جرام لكل كجم عند إرتفاع $٤ كم$ فوق مستوى سطح البحر. فى حين تصل الرطوبة النسبية إلى ٩٢% عند مستوى سطح البحر وتنخفض إلى ٧٤% عند إرتفاع $٢ كم$ وإلى نحو ٤٨% عند إرتفاع $٤ كم$ من مستوى سطح البحر. وعندما تتحرك هذه الكتلة نحو اليابس يصبح رمزها mTk أى أبرد من حرارة سطح اليابس الذى تتجه إليه. ومن ثم قد تؤدي إلى تكوين السحب الطباقية *Stratus*، والسحب الطباقية الركامية *Stratocumulus*.

٤- الكتلة الهوائية المدارية القارية الصيفية: cT (in summer)

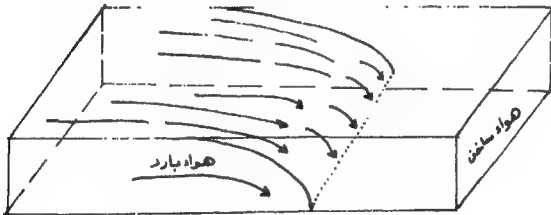
حيث أن قارة أمريكا الشمالية تضيق في الإتساع كلما إتجهنا جنوباً، وأنها تشرف على خليج المكسيك في عروض شبه مدارية فإن أراضي الولايات المتحدة الأمريكية لا تتأثر كثيراً بمؤثرات الكتلة الهوائية القارية cT. وإن أكبر تجمع لمثل هذه الكتلة الهوائية القارية في نصف الكرة الشمالي هو الكتلة الهوائية القارية فوق الصحراء الكبرى الأفريقية. ولكن تقع أراضي المكسيك وجنوب غرب الولايات المتحدة الأمريكية خلال فصل الصيف تحت تأثير الكتلة الهوائية شبه المدارية الحارة التي تتميز بالرياح الخفيفة والأمطار النادرة.

ومن دراسة البيانات المتيورولوجية لمحطة الباسو El Paso (تكساس) لهواء هذه الكتلة يتضح أن درجة حرارتها عند مستوى سطح البحر تصل إلى ٧٥°ف، ثم ترتفع درجة الحرارة إلى ٨١°ف عند إرتفاع ٢ كم، وتعود وتنخفض مرة أخرى وتصل ٧٥°ف عند إرتفاع ٢ كم فوق مستوى سطح البحر مما يؤدي إلى حدوث حالة عدم إستقرارى جوى فيها، وعند إرتفاع ٣ كم من هذه الكتلة تصل درجة الحرارة إلى ٦٤°ف. أما الرطوبة النوعية لهواء هذه الكتلة عند مستوى سطح البحر فتبلغ نحو ١١ جرام لكل كجم ثم تنخفض إلى نحو ٧.٦ جرام لكل كجم عند إرتفاع ٣ كم عن مستوى سطح البحر. وتعد الرطوبة النسبية قليلة جداً فيها حيث لا تزيد عن ٥٢٪ / عند مستوى سطح البحر، ثم تنخفض إلى ٤٢٪ / عند إرتفاع ٣ كم فوق مستوى سطح البحر.

أثر التقاء أو تقابل الكتل الهوائية المختلفة الخصائص الطبيعية في تكوين الجبهات

يقصد بالجبهة A Front الخط أو الحد الفاصل surface الذى يفصل بين كتلتين هوائيتين مختلفتين فى خصائصهما الطبيعية أو بمعنى آخر فإن الجبهة هى منطقة إنتقالية a Transition zone بين كتلتين هوائيتين مختلفتين. وتتميز هذه المنطقة الإنتقالية بانحدارها الشديد (بواسطة خطوط الضغط المتساوية) وإنها ضيقة النطاق ويتراوح إتساعها من ٥٠ إلى ٥٠٠ ميل.

فعندما تتقابل كتلتان هوائيتان متختلفتان فإنهما لا يمتزجان بسرعة ولكن يتم تشكيلهما سوياً عن طريق منطقة التلاحم الإنتقالية، التى يتمثل فيها التغير الكبير فى درجات حرارة الهواء. ونلاحظ أن الهواء البارد الثقيل يقع أسفل الهواء الساخن. الخفيف فى داخل نطاق الكتلة الهوائية. ولكن تتغير خصائص الهواء كذلك تبعاً لتأثير عملية دوران الأرض حول نفسها والقوى التى تؤثر على ضغط الهواء ويظهر حط الجبهة على خرائط الطقس على شكل حط يفصل بين كتلتين هوائيتين بالقرب من سطح الأرض ويوضح شكل ٤٣ كيفية إنحام كتلة الهواء البارد فى داخل نطاق الهواء الساخن



(شكل ٤٣) تدخال الهواء البارد وانزلاقه أسفل الهواء الساخن

ويطلق المتيورولوجيون على عملية تكوين الجبهات الجديدة أو إحياء أو إعادة تكوين Regeneration or Strengthening الجبهات الضعيفة Weak Fronts or Decaying Fronts تعبیر نشوء الجبهات Frontogenesis. وعكس هذا التعبير أى عملية إضمحلال الجبهات وتلاشيها Weakening or Dissipation. Frontolysis الجبهات يعرف باسم تلاشى الجبهات.

وتحدث عمليات نشوء الجبهات Frontogenesis عندما تتلاقى الكتل الهوائية المختلفة، ولا بد أن يكون هناك إختلافاً كبيراً فى درجات حرارة الهواء المتلاقى أو المتجمع Convergence حتى يؤدى ذلك بسرعة إلى تكوين خط الجبهات. وعندما يكون الإختلاف بينهما شديداً تقترب خطوط الحرارة المتساوية بشدة وكذلك خطوط الضغط المتساوى لتوضح المنطقة الإنتقالية بين كل من الهواء الساخن والهواء البارد. أما عملية تلاشى الجبهات Frontolysis فهذه تتكون عندما تتعرض الكتل الهوائية لتشتت والإنتشار Divergence وتتمثل أهم مناطق حدوث نشوء الجبهات Frontogenesis فى النصف الشمالى من الكرة الأرضية شأنه فيما يلى:

أ- فوق المحيط الأطلسى الشمالى من إقليم الضغط المنخفض الأيسلندى ويمتد هذا النطاق غرباً إلى الساحل الشمالى الشرقى لأمريكا الشمالية.

ب- فوق المحيط الهادى الشمالى، خاصة فى المناطق التى تمتد بين منطقة الضغط المنخفض الألوشى ويمتد هذا النطاق غرباً للساحل الشمالى الشرقى لآسيا.

أما فى فصل الصيف فتتجمع مناطق نشوء الجبهات فى حوض بحر بهرنج وكذلك فى مناطق أواسط كندا. وكل هذه المناطق تمثل مناطقاً يتجمع فيها كتل هوائية مختلفة الخصائص الطبيعية وتتنوع فى كل منها درجات حرارة الهواء ونسبة الرطوبة ونوع السحب.

وتعد هذه المناطق كذلك من المناطق التى يحدث فيها الأعاصير

الجوية شبه المدارية والمعتدلة. ويطلق المتيورولوجيين على الأعاصير التي تتكون عند خط الجبهات تعبیر مناطق نشوء الأعاصير Cyclogenesis^(١). ومن ثم يحسن بعد هذا العرض أن نشير بإيجاز إلى الخصائص المتيورولوجية لكل من الجبهات الدفيئة والأخرى الباردة التي هي نتيجة لتقابل كتل هوائية مختلفة الخصائص الطبيعية، والتي تشكل بدورها الأجزاء الرئيسية للإنخفاضات والأعاصير الجوية.

(أ) خصائص الجبهات الدفيئة:

في الجبهة الدفيئة نلاحظ أن الهواء الدافئ أو الساخن يتقدم على الهواء البارد ويندفع الهواء الساخن إلى أعلى ويقع تحته لسان من الهواء البارد. وينتج عن ذلك تبريد الهواء الساخن تبريداً ذاتياً تدريجياً عن طريق الانضغاط Adiabatic cooling ويتوقف حجم ونوع السحب والتساقط التي تنتج تبعاً لكل من عمليات صعود الهواء الساخن إلى أعلى ولنسبة الرطوبة في الجو ومدى تغير درجات الحرارة رأسياً في الهواء الساخن Lapse rate وإذا كان الهواء مستقراً وجافاً يؤدي ذلك إلى حدوث بعض السحب ولكن لا تسقط الأمطار وهي معظم الحالات خاصة في الولايات المتحدة الأمريكية- تبين أن الهواء الساخن يرجع إلى نوع الكتل الهوائية المدارية البحرية الآتية من المحيط الهادئ أو من خليج المكسيك ومثل هذه الكتل الهوائية تتميز بارتفاع نسبة الرطوبة فيها وبالهواء الصاعد الذي ينجم عنه حالات عدم الاستقرار

(ب) خصائص الجبهات الباردة:

في حالة الجبهات الباردة فإن الهواء الساخن في الجبهات الدفيئة يحل محله لسان من الهواء البارد. وتختلف الجبهة الباردة عن الجبهة الدفيئة بما يلي:

(١) Blair, T.A. "Weather elements" Prentice-Hall, (1959), P.184.

ب- راجع دراسة الإنخفاضات الجوية والارتفاعات الجوية والأعاصير المدارية في الفصل التالي من هذا الكتاب.

١- يلاحظ أن الجبهة الباردة أشد إنحداراً وتحتل مناطق أصغر مساحة من الجبهات الدفيئة.

٢- يلاحظ أن الإنحدار يكون من جهة الخلف وليس أمام الجبهة كما كان في حالة الجبهة الدفيئة.

٣- يتلاشى في الجبهة الباردة الهواء الساخن.

وأهم ما تتميز به الجبهة الباردة كذلك ما يلي:

١- تحدث الجبهة الباردة بصورة شبه فجائية وليس لها تحذيرات أو تنبيهات أو مؤشرات تنذر بحدوثها إلا حدوث بعض العواصف الرعدية عند إقتراب خط الجبهة. ويشاهد في هذه الحالة سحب السحاق Cirrus أو سحب السحاق الطبقي Cirrostratus وما يتمثل فيها من ظاهرة أو شكل السندان Anvil tops ، وتكثر أيضاً في هذه الحالة سحب المزن الركامي Cumulo-nimbus

٢- في الجبهة الباردة يلاحظ أن المنطقة الهوائية التي تتساقط منها الأمطار وتحدث فيها السحب تكون محدودة السمك نسبياً.

٣ يعد أثر الجبهة الباردة أشد قوة وعنفاً منه في حالة الجبهة الدفيئة^(١).

وعندما تقترب الجبهة الباردة النشيطة. فيلاحظ الراصد زيادة سرعة الرياح من قطاع الجبهة الدفيئة منها، وتظهر سحب السحاق وسحب السحاق الطبقي. ويتبع هذا مباشرة تكوين سحب منخفضة وأكبر سمكاً من نوع سحب الركام المتوسط الارتفاع Alto-Cumulus والسحب الطباقية المتوسطة الارتفاع كذلك Alto-Cumulus ثم تتقدم الجبهة الباردة ذاتها ويصاحبها سحب المزن الطبقي Nimbostratus والمزن الركامي Cumulo-nimbus وتتساقط الأمطار. وكل هذه التغيرات تحدث في خلال ساعتين فقط. وعندما تمر الجبهة الباردة يزداد ويرتفع الضغط الجوي وتنخفض درجة الحرارة بصورة فجائية كما تشتد سرعة الرياح ويتغير

(١) المرجع السابق (Blair, 1959) ص ١٨٧

كذلك إتجاهها من رياح جنوبية غربية إلى رياح شمالية غربية وبعدها
يتحسن الجو وتصفو السماء وتظهر السحب الركامية المبعثرة .

الفصل التاسع

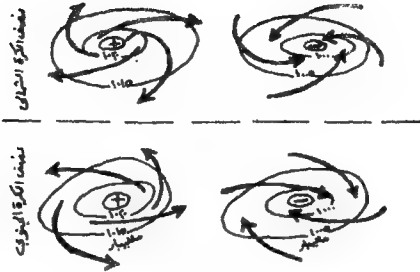
الإنخفاضات الجوية والارتفاعات الجوية والأعاصير أو الزوابع المدارية

تتكون كل من هذه الظواهر الجوية نتيجة لاختلاف مراكز الضغط الجوي في الغلاف الغازي القريب من سطح الأرض، ولعمليات صعود الهواء إلى أعلى وهبوطه إلى أسفل خاصة بمناطق إلتقاء الكتل الهوائية المختلفة الخصائص الطبيعية وفيما يلي عرض الخصائص العامة لكل من هذه الظواهر الجوية المختلفة.

Depressions or Cyclone

(٩) الإنخفاضات الجوية

عندما ترتفع درجة الحرارة فوق موقع ما ويصعد الهواء الساخن إلى أعلى ويخف وزنه يتكون فوق هذا الموقع منطقة من الضغط المنخفض تظهر على حرائط الطقس (باستخدام خطوط الضغط المتساوية) على شكل مقعرات شبه مستديرة الشكل. ويقل مقدار الضغط الجوي فيها في اتجاه مراكزها. ويكون الضغط المنخفض شديداً كلما كانت خطوط الضغط المتساوية متقاربة ومركزة في منطقة محدودة المساحة، في حين يكون الضغط الجوي المنخفض بسيطاً إذا كانت خطوط الضغط المتساوية متباعدة بعضها عن البعض الآخر وتشغل منطقة واسعة الأبعاد. هذا وتدور الرياح حول مركز الضغط المنخفض في اتجاه ضد عقرب الساعة في نصف الكرة الشمالي، ومع اتجاه عقرب الساعة في نصف الكرة الجنوبي. وتكون سرعة الرياح الشديدة جداً في حالة إذا ما كان الضغط المنخفض عميقاً، وتقل سرعتها إذا ما كان الضغط المنخفض ضعيفاً. (شكل ٤٤).



(شكل ٤) اتجاه الرياح في حالة الانخفاضات الجوية (الأعاصير)

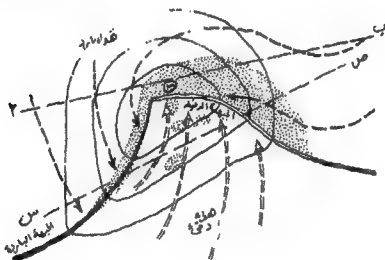
والارتفاعات الجوية (أضداد الأعاصير) في نصف الكرة الأرضية

وتسمى الانخفاضات الجوية عادة بهذا الاسم Depressions في العروض المعتدلة وتصاحب هذا الرياح العكسية الغربية وتتجه معها في اتجاه عام من الغرب إلى الشرق^(١). في حين يطلق عليها اسم الأعاصير المدارية Tropical Cyclon في العروض المدارية، وهي تصاحب هذا الرياح التجارية ويكون إتجاهها عامة من الشرق إلى الغرب. وعلى الرغم من الاختلافات المتيورولوجية بين كل من الانخفاضات الجوية والأعاصير المدارية إلا أنهما عبارة عن انخفاضات جوية يختلفان بالنسبة إلى أحدهما من أنواع الضغط الأخرى، وتتنوع مؤثراتها على المناطق التي تهب عليها وفقاً للخصائص المتيورولوجية الخاصة بكل منهما.

وقد سبقت الإشارة من قبل إلى أن مناطق العروض المعتدلة تعد مناطق رئيسية لتجمع كتل هوائية مختلفة الخصائص الطبيعية dissimilar air masses، ونتيجة لتقابل هذه الكتل الهوائية وصعود الهواء الساخن وهبوط الهواء البارد تتكون الانخفاضات الجوية. ويطلق على الحد الفاصل بين الهواء الساخن وبين الهواء البارد تعبير الجبهة Front. وترسم

(١) Lockwood, J.G. "World Climatology", Edward Arnold, (1979) P.16 and P.86-89.

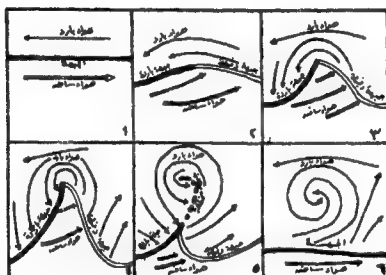
الجبهة على خرائط الطقس على شكل خط يفصل بين الكتلتين الهوائيتين المختلفتين ويصل إمتداد هذا الخط حتى سطح الأرض. ولا تعد الجبهة في الواقع خطاً بل هي عبارة عن كتلة لها ثلاثة أبعاد Three dimensional حيث أن لها إمتداد رأسي وآخر أفقي، كما أن لها سمك معين (شكل ٤٥) ويتراوح عرض سطح الجبهة من ٢-٣ ميل ولكنه قد يصل أحياناً إلى ٥٠ ميلاً. وعند منطقة إلتقاء الرياح الغربية بالرياح القطبية (الشرقية) في العروض الباردة تكاد توجد جبهات شبه دائمة ذات أسطح مموجة الشكل



(شكل ٤٥) الخصائص العامة للانخفاض الجوي وقطاعات رأسية في أجزاء من جبهاته.

(بسبب إندفاع الهواء الساخن إلى أعلى) وتعرف باسم الجبهة القطبية Polar Front. وعلى طول هذه الجبهة تحدث الإنخفاضات الجوية أو أعاصير العروض المعتدلة Extratropical (midlatitude) cyclones.

وفي الأعاصير المثالية بنصف الكرة الشمالي يهبط الهواء البارد الأثقل وزناً إلى أسفل الهواء الساخن الذي يصعد هو الآخر بدوره إلى أعلى (شكل ٤٦).



١- مرحلة البداية ٢- طقس العوامة العاصرية ٣- طقس جبهة معتدلة واحدة
٤- الجبهة الدافئة فقط ٥- مرحلة العاصفة ٦- مرتفع الضغط

(شكل ٤٦) مراحل تكوين إعلاء الانخفاض الجوي في العروض الوسطى

ومن ثم ينحصر الهواء الساحر بالتدريج وحلال مراحل متعاقبة على شكل لسان هوائي ساحر هائل الحجم وتكون منطقة من الضغط المنخفض يحيط بها هواء بارد أثقل وزناً ويتمثل فيه مراكز من الضغط المرتفع^(١). ونتيجة لتتابع مراحل صعود الهواء الساخن إلى أعلى وهبوط الهواء النارد إلى أسفل تنساب الرياح مع إتجاه عقرب الساعة في نصف الكرة الشمالي Counterclockwise cyclonic وتتلاقى إتجاهات الرياح مع

(١) a- Howard, J. Critchfield. "General Climatology". N.J. (1966) P.108-109

b-- Blair, T.A. "Weather elements" N.J. (1959) P.188-190.

(٢) Howard, J. Critchfield. "General Climatology". N.J. (1966)P.110

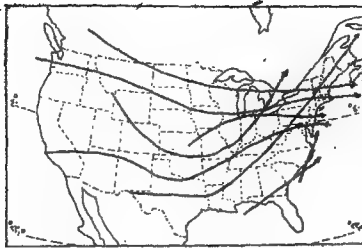
خطوط الضغط المتساوى فى زوايا يتراوح مقدارها من ٢٠ إلى ٤٠°، هذا إلى جانب أثر قوة كوريوليس فى إنحراف إتجاه الرياح مع الإنخفاضات الجوية فى نصفى الكرة الأرضية.

ويطلق على اللسان الهوائى الساخن الذى يتقدم من جنوب الإنخفاض إسم القطاع الدفء Warm Sector، وعندما يحل الهواء الساخن محل الهواء البارد، فإن مقدمة الإنخفاض تعرف باسم الجبهة الدفينة Warm Front، وتقع الجبهة الباردة Cold Front إلى الغرب من الجبهة الدفينة وتؤدى هذه الجبهات إلى تغير حالة الطقس بسرعة، فالجبهة الدفينة الأمامية ترفع درجة حرارة الهواء، فى حين تأتى بعدها الجبهة الباردة التى تخفض من درجة الحرارة وتسبب سقوط الأمطار. ومثل هذا النوع من الطقس يعرف باسم طقس الجبهات Frontal Weather.

ويتراوح طول حط الإنخفاضات الجوية فى العروض المعتدلة من ١ إلى ٢٠ ميل، فى حين يتراوح طول قطر الإنخفاض الجوى من ٥ إلى ١٠٠ ميل وتبدو مقدمات الإنخفاض الجوى أحياناً على شكل أقواس أو بيضاوية الشكل، أما الجبهات فقد تكون فى الأخرى مناطق عريضة وضحلة فى حالة تكوين الإنخفاضات الجوية الضعيفة Weak depressions وتتجه الأعاصير أو الإنخفاضات الجوية على شكل مجموعات متلاحقة يلى بعضها البعض الآخر وتتجه من الغرب إلى الشرق مع نطاق هبوب الرياح الغربية السائدة فوق هذه العروض^(١) وتظهر مسالكها أحياناً على شكل أقواس غربية شرقية تميل بإنحرافات نحو الجنوب كما هو الحال بالنسبة لمسالك الإنخفاضات الجوية فوق أراضى الولايات المتحدة الأمريكية (شكل ٤٧). وتختلف سرعة الإنخفاضات الجوية من ٢٠ إلى ٣٠ ميلاً فى الساعة أو من ٥٠ إلى ٧٠٠ ميل فى اليوم، وتشتد سرعتها خلال أيام فصل الشتاء عنها فى أيام فصل الصيف.

Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N.J. (1966) P.109

(١)



(شكل ٤٧) المسالك الرئيسية لإتجاه الإنخفاضات الجوية فوق أراضي الولايات المتحدة الأمريكية

ويحسن أن نشير هنا إلى أجزاء الأعصار أو الإنخفاض الجوي^(١).

١- الجبهة الدفينة في الإنخفاض الجوي: The Warm Front

تتجه الجبهة الدفينة صوب الشرق والجنوب الشرقي آتية من مركز الضغط المنخفض للأعصار أو الإنخفاض الجوي في نصف الكرة الشمالي. وتعد للرياح في الجبهة الدفينة أقل سرعة منها في الجبهة الباردة. وقد يبلغ طول هذه الجبهة نحو ٢٠٠ ميل وتعلو عن سطح الأرض بنحو ٥٠٠٠ قدم. وبسبب صعود الهواء الساخن إلى أعلى تتكون أنواع من السحب المرتفعة تقع دائماً عند مقدمة الجبهة الدفينة للإنخفاض الجوي (شكل ٤٨). وعلى ذلك فإن أول ما يدل على قدوم الجبهة الدفينة ظهور



(شكل ٤٨) الجبهة الدفينة للإنخفاض الجوي وأنواع السحب المصاحبة لها

سحب السمنحاق العالية High Cirrus^(٢) على شكل خيوط متجاوزة أو

(١) Petterssen, S.. "International meteorology", 3rd edi, N.J. (1969) P.210-232.

(٢) للدراسة التفصيلية لأنواع السحب راجع الفصل الحادى عشر من هذا الكتاب.

على شكل أذناب الخيل (على إرتفاع ٢٠,٠٠٠ قدم) ومع إنخفاض إرتفاع السحب وزيادة سمكها (على إرتفاع ١٥,٠٠٠ قدم) تظهر مجموعات من السحب المتوسطة الإرتفاع، مثل السحب الطبقيّة المتوسطة الإرتفاع Alto-Stratus والسحب الركامية المتوسطة الإرتفاع Alto-Cumulus وسحب المزن الطبقيّة Nimbo-stratus. وفي حالة سقوط الأمطار من الجهة الدفيئة (نادرة الحدوث) فإنها تتميز برخاتها الخفيفة وقد يصاحبها تكوين الضباب وسوء الرؤية. وعند القسم الأسفل من الجهة الدفيئة تشاهد كذلك السحب المنخفضة (على إرتفاع ٥٠٠٠ قدم) وخاصة السحب الطبقيّة Stratus وسحب الركام الطبقي Strato-Cumulus.

ب- الجهة الباردة في الإنخفاض الجوى: The Cold Front

هذه الجبهة عبارة عن الحافة المتقدمة المسان الهواء البارد الذي يتقدم وينزلق أسفل الهواء الساخن في الإنخفاض الجوى. ويصاحب الجبهة الياردة السحب المنخفضة والأمطار وحدوث التساقط بوجه عام^(١). وفي الوقت الذي تتكون فيه الجبهة الباردة عند أعالي الهواء الساخن (أي قبل إنزلاقها إلى أسفل) تصبح حالة الجو مضطربة وغير مستقرة، وتكون السحب الكثيفة بفعل تصاعد بخار الماء وتجمعه إلى أعلى معادلة سحيق: الجبهة الياردة من الانخفاض الجوى

ومن أهم ما يميز تقدم الجبهة الباردة هو التغير الواضح في اتجاه الرياح. فأتثناء مجيء الجبهة الدفيئة تكون الرياح جنوبية وجنوبية غربية ولكن بمجيء الجبهة الياردة تصبح الرياح شمالية غربية وشمالية، ويصاحب ذلك إنخفاض في مقدار الضغط الجوى، ويدل هذا بدوره على بداية حدوث الاضطرابات الجوية. وتحرك الجبهة الياردة يأخذ الضغط الجوى في الارتفاع التدريجي من جديد وتنخفض درجة حرارة الهواء. وإذا كانت الأمطار تسقط في نطاق محدود من قطاع الجبهة الباردة إلا أن هذه الأمطار تتميز بغزارتها وشدتها بصورة أكبر بكثير منها في حالة الجبهة الدفيئة. وعند مقدمة الجبهة الياردة تظهر سحب السمحاق على إرتفاعات تزيد عن ٢٠,٠٠٠ قدم، وسحب المزن الركامي على إرتفاعات ٢٠,٠٠٠ قدم

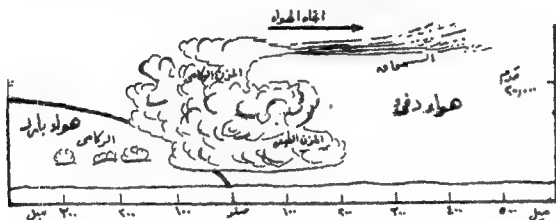
(١) Strahler, A.N., "Introduction to Physical Geography", Wiley, N.Y. (1969) P.106.

كما تظهر سحب المزن الطبقي والسحب الركامية على إرتفاعات تتراوح ،
٥٠٠٠ إلى ٦٠٠٠ قدم من سطح الأرض. (شكل ٤٩).

Occlusions

جـ- إمتلاء الجبهات:

يتبين مما سبق أن الجبهة الباردة تتقدم بدرجة أسرع من الجبهة

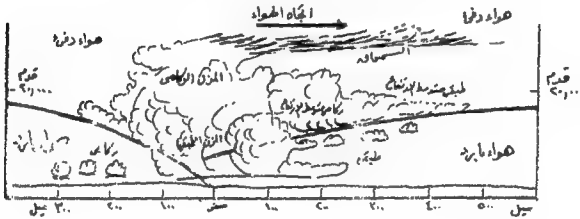


(شكل ٤٩) الجبهة الباردة للإنخفاض الجوى وأنواع السحب المصاحبة لها

الدفيفة، ومن ثم ينحصر الهواء الساخن فى النهاية على شكل لسان طولى أو شبه كروى داخل نطاق من الهواء البارد، حيث ينجح الهواء البارد الذى يقع أسفل الهواء الساخن فى مقدمة الانخفاض الجوى فى الإنصال بالهواء البارد الذى يتمثل عند مؤخرته. ويعرف الإنخفاض الجوى فى هذه الحالة بأنه وصل إلى مرحلة الإمتلاء Occlusion. ويطلق على الجبهة الباردة المتقطعة واتصالها ببقية الجبهة الباردة عند مؤخرة الإنخفاض الجوى تعبير الجبهة الممتلئة Occluded Front. وعندما ينفصل الهواء الساخن إنفصالاً كلياً عن الهواء البارد يكون كتلة هوائية شبه بيضاوية الشكل تدور حول نفسها ضد عقرب الساعة فى نصف الكرة الشمالى وتعرف باسم الهواء المنفصل Dissipated. وهناك نوعان مختلفان من الامتلاء يتوقف تكوينهما على أساس الاختلاف النسبى فى درجة حرارة الهواء داخل الإعصار أو الإنخفاض الجوى وهما:

أ- الإمتلاء البارد: Cold-Front Occlusion

يحدث هذا النوع من الإمتلاء عندما يكون الهواء البارد من مؤخرة الإنخفاض الجوى أعلى برودة من الهواء البارد السفلى عند مقدمته. وتحدث هذه الحالة عندما يتكون الإنخفاض الجوى فوق مناطق واسعة من اليابس وعند السواحل الشرقية للقارات حيث يكون الهواء فى مؤخرة الإنخفاض الجوى أشد برودة من الهواء فى مقدمته، ذلك لأن المسافة الفاصلة بين الهواء البارد والهواء الأدفأ منه تكون مسافة قصيرة نسبياً. وعند حدوث عملية إمتلاء الإنخفاض فإن الهواء البارد ينزلق بسرعة تحت الهواء الأقل برودة وتتكون جبهة باردة ممتلئة. (شكل ٥٠).

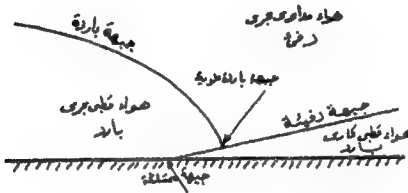


(شكل ٥٠) إمتلاء الجبهة الباردة وأنواع السحب المصاحبة لها.

وعند بداية حدوث الإمتلاء البارد لا يستقر الهواء الدافئ فى هذه الحالة بل يتعرض لحدوث عواصف الرعد Thunderstorms وبمجيء الجبهة الباردة تتكون السحب المنخفضة وتسقط الأمطار بغزارة.

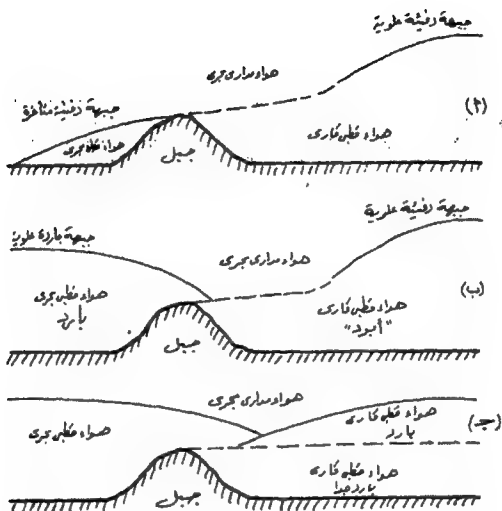
ب- الإمتلاء الدافئ : Warm-Front Occlusion

أما إذا كان الهواء خلف الجبهة الباردة أدفأ نسبياً من الهواء عند المقدمة، فإن هذا الهواء يصعد فوق الهواء البارد، وتتكون جبهة ممثلة دفيفة. وتحدث هذه الحالة خلال فصل الشتاء فى العروض المعتدلة بنصف الكرة الشمالي على السواحل الغربية للقارات. (شكل ٥٩).



(شكل ٥٩) قطاع رأسى عند إمتلاء الجبهة الدافئة

وقد تتأثر عملية إمتلاء الإنخفاضات الجوية عند عبورها المرتفعات الجبلية العالية كما هو الحال على طول بعض أجزاء من السواحل الغربية لأمريكا الشمالية حيث تمتلئ كثير من الانخفاضات الجوية بمجرد إنسيابها فوق أعالي المنحدرات الغربية لجبال الروكى (شكل ٥٢). وعلى ذلك يكون الإمتلاء هنا من النوع الدافئ. ويتجه الهواء الرطب غير المستقر من المسطحات المائية المجاورة إلى السفوح الغربية لجبال الروكى، ثم يعبر هذا الهواء القمم الجبلية والإنحدارات الشرقية عند الجبهة الباردة العليا وينساب فوق الهواء البارد. وما يزيد من تأخر تقدم الانخفاضات الجوية عند عبورها الحواجز الجبلية حدوث التساقط فوق السفوح الغربية المواجهة لاتجاهها، فى حين تقل الأمطار الساقطة فوق المنحدرات الجبلية المضادة لاتجاه مسالك الانخفاضات الجوية.



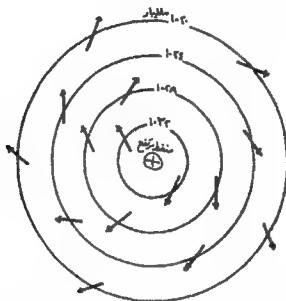
(شكل ٥٢) مراحل امتلاء وتكوين الجبهات عند مرورها فوق حواجز جبلية

(٢) الإرتفاعات الجوية

أضداد الأعاصير Anti-Cyclones

بخلاف الانخفاضات الجوية أو الأعاصير Cyclones التي تسبب حدوث الأمطار الغزيرة فإن القسم الكبير من الإرتفاعات الجوية أو أضداد الأعاصير Anti-Cyclones لا ينجم عنه سقوط الأمطار إلا في حالات نادرة. وتمثل هذه الإرتفاعات الجوية مراكز من الضغط الجوي المرتفع بحيث تزداد فيها ثقل الهواء وكثافته، وتتعرض للهواء البارد الهابط وتدور فيها الرياح حول مراكز الإرتفاعات الجوية ببطء وبحيث تكون مراكز الضغط

المرتفع على يمين إتجاه الرياح فى نصف الكرة الشمالى وعلى يسارها فى نصف الكرة الجنوبى (راجع شكل ٤٤). وعلى ذلك يكون دوران الرياح مع عقرب الساعة فى نصف الكرة الشمالى وضد عقرب الساعة فى نصف الكرة الجنوبى (قوة كوريوليس)^(١).



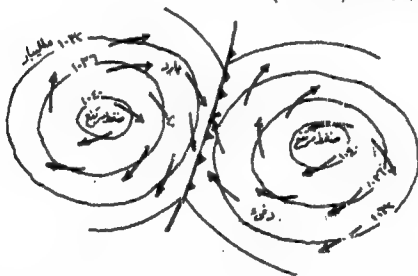
(شكل ٥٣) إتجاه الرياح فى حالة ضد الإعصار فى نصف الكرة الشمالى

ويرتفع الضغط الجوى فى حالة تكوين أصداد الأعاصير وقد يصل مقداره عند مركز الارتفاع الجوى إلى نحو ١٠٤٠ ملليبار ويقل الضغط الجوى كلما بعدنا عن هذا المركز. ومن ثم فإن الرياح فى حالة أصداد الأعاصير تهب من المركز وتتجه إلى خارج نطاق المرتفع الجوى (شكل ٥٣) وذلك بعكس إتجاه الرياح فى حالة الأعاصير الجوية حيث تتجه الرياح هنا صوب مركز الانخفاض الجوى. وتنشأ أصداد الأعاصير فى المناطق التى تتعرض للهواء البارد الهابط كما هو الحال فوق مسطحات اليابس الواسعة خلال فصل الشتاء، وفوق الأراضى المغطاة بالثلوج فى العروض الباردة والقطبية، كما يمكن أن تتكون أصداد الأعاصير كذلك فوق المسطحات

(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N.J. (1966) P.115.

المائية التي تشكلها الكتل المائية السطحية الباردة والتيارات البحرية الباردة.

وتتألف أضداد الأعاصير أو الإرتفاعات الجوية من هواء بارد هابط Subsiding air مما يجعله في حالة إستقرار نسبي عند مقارنته بحالة الإعصار أو الإنخفاض الجوي. كما لا توجد في ضد الإعصار أن نوع من الجبهات Fronts ولا تتمثل فيه خطوط إنتقال الرياح وتزحزحها Wind-Shift Lines كما هو الحال في الإنخفاض الجوي، ولكن يحدث هنا تغيير تدريجي في إتجاه الرياح عند مرور ضد الإعصار. وقد تحدث بعض الإضطرابات الجوية في ضد الإعصار خاصة إذا ما عبر مسطحات قارية أو مائية أعلى حرارة منه، وتشتد هذه الإضطرابات إذا ما تكونت مقدمة لجبهة إعصارية في منطقة ضغط منخفض تفصل بين منطقتين من الضغط المرتفع المتجاورتين (شكل ٥٤).



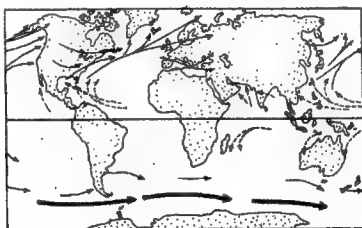
(شكل ٥٤) تكون جبهة باردة محصورة بين ضد إعصارين متجاورين في نصف الكرة الشمالي.

وتتشترك مصادر أضداد الأعاصير مع مصادر الهواء البارد الذي يهب على شكل موجات من الجبهات الباردة خلال فصل الشتاء في نطاق المروض الوسطى والعليا، ومن ثم تسمى أضداد الأعاصير هنا باسم

«أضداد الأعاصير الباردة» Cold Anti-Cyclones ويتركز هذا النوع من أضداد الأعاصير بالقسم الأسفل من طبقة التروبوسفير. ويتراوح متوسط قطر أضداد الأعاصير من بضع مئات من الأميال إلى ٢٠٠٠ ميل، ولكن تقل سرعة إنسيابها عن سرعة الانخفاضات الجوية. وترتبط أضداد الأعاصير في العروض المدارية بمناطق الضغط المرتفع في العروض المدارية، وتتميز بأنها أدفا من تلك التي تقع في العروض العليا.

(٣) الأعاصير أو الزوابع المدارية: Tropical Cyclones or Storms

تعرف الانخفاضات الجوية في العروض المدارية باسم الأعاصير المدارية أو الزوابع المدارية، كما أن لها أسماء محلية مختلفة فتعرف في البحر الكاريبي وعلى طول السواحل الشرقية للمكسيك باسم الهريكين Hurricanes، وفي بحر الصين باسم التيفون Typhoons وفي بحر اليابان وحول جزر الفلبين باسم باجايو Baguio وفي المحيط الهندي باسم السيكلونز Cyclones وعند سواحل شرق إستراليا تعرف باسم الويلي ويلز Willy Willies. (شكل ٥٥) وعلى الرغم من أن الزوابع أو الأعاصير المدارية تتشابه مع الانخفاضات أو الأعاصير الجوية في العروض المعتدلة

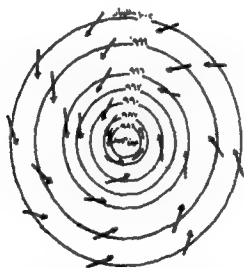


جذب مسارات الانخفاضات الجوية أو الأعاصير المدارية.

(شكل ٥٥) مسالك الانخفاضات الجوية والأعاصير المدارية

من حيث إنهما إنخفاضات جوية تهب الرياح نحو مراكزهما وتدور حول مراكز الضغط المنخفض صد إتجاه عقرب الساعة في نصف الكرة الشمالي ومع إتجاهه في نصف الكرة الجنوبي^(١). إلا أن الزوابع المدارية Tropical Cyclones or Storms تختلف عن الإنخفاضات الجوية بما يلي:

أ- يتبين أن خطوط الضغط المتساوي حول مركز الإنخفاض الجوي في الزوابع المدارية تبدو شديدة التقارب جداً، كما أن مقدار الضغط فيها ينخفض كثيراً عن مقداره في حالة الإنخفاضات الجوية في العروض المعتدلة. (قد يصل مقدار الضغط الجوي عند الزوبعة المدارية إلى نحو ٢٨,٥٠ بوصة أو ٩٦٥ ملليمبار). ونتيجة لانخفاض مقدار الضغط في مركز أو عين الزوابع المدارية فتتجه الرياح صوبه بسرعة شديدة (١٧٥ إلى ٢٠٠ ميل في الساعة) وتدور الرياح بشدة في حركة دائرية عظيمة السرعة Cyclonic Whirl on Vortex (شكل ٥٦).



(شكل ٥٦) مقدار الضغط الجوي واتجاه الرياح في الهريكن.

ب- لا توجد جبهات Fronts للزوابع المدارية كما هو الحال لجبهات الإنخفاضات الجوية في العروض المعتدلة. ولكن قد يتمثل في منطقة

(١) Blair, T.A., "Weather elements", 4 th edi. Prentice-Hall. N.J. (1959) P.212.

عين الإعصار ذاتها عين عاصفة Calm Eye يتبأرواح قطرها من ٣٠ ميلأ، وهذا يرجع إلى هبوط الهواء عند عين الإعصار ويؤدى ذلك إلى إستقراره نسبياً فى هذا الموقع (١).

ج- إذا كانت الزوينة المدارية شبه ساكنة فتتوزع الأمطار الساقطة عند كل أجرة الزوينة، أما إذا كانت الزوينة المدارية متحركة فيزداد سقوط الأمطار عند النصف الأمامى من الزوينة. وعلى أى حال تتميز هذه الأمطار الساقطة مع الزوابع بفزارتها وتبدو على سطح الأرض وكأنها سيول عنيفة.

د- لا يصاحب سقوط البرد Hail عمليات التساقط فى الزوينة المدارية بخلاف ما يحدث فى حالة التساقط بالإنخفاضات الجوية.

هـ- تتمركز الزوابع المدارية أساساً فوق المسطحات البحرية فى مناطق الرهو الإستوائى وما يجاورها ويوجه خاص عند الجوانب الغربية من المحيطات المدارية والإستوائية، فى حين تحدث الإنخفاضات الجوية فوق كل من اليابس والماء على السواء.

ويكثر حدوث الزوابع المدارية عند هوامش مناطق الرهو الإستوائى بالجوانب الغربية من المحيطات حيث يكون الهواء أعلى رطوبة منه فى شرق المحيطات، ولكن هذا لا يمنع من حدوث بعض الزوابع المدارية الضعيفة نسبياً عند شرق المحيطات فى العروض شبه الإستوائية، تلك التى تحدث حول جزر الرأس الأخضر فى المحيط الأطلسى. ويجوار السواحل الغربية للمكسيك بشرق المحيط الهادى إلا أن أظهر مناطق تكوين الزوابع المدارية تتمثل فى المناطق الآتية (٢):

١- فوق مياه البحر الكاريبى وخليج المكسيك وخاصة حول جزر البهاما Bahamas.

٢- فوق مياه الساحل الغربى للمكسيك وأمريكا الوسطى بمياه المحيط

(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N.J. (1966) P.118.

(٢) Blair, T.A., "Weather elements", 4 th edi. Prentice-Hall. N.J. (1959) P.216.

الهادى.

٣- فوق مياه بحر الصين وبالمسطحات المائية المجاورة لجزر الفلبين.

٤- فوق مياه خليج بنغال وبدرجة أقل فوق مياه البحر العربى.

٥- فوق القسم الجنوبى من المحيط الهندى وخاصة شرق جزيرة مدغشقر.

٦- فوق مياه المحيط الهادى الجنوبى وبوجه خاص حول جزر ساموا

Samoa وجزر فيجى Fiji.

نشأة الزوايع المدارية ومساكنها:

تنشأ الزوايع المدارية أساساً بفعل التسخين المحلى فى الهواء الحار الرطب بمناطق الرهو الإستوائى وما يجاورها وخاصة عند الجوانب الغربية من المسطحات المحيطية. ويعتقد بعض الباحثين أن قوة كوريوليس ربما تكون مسئولة عن البداية الأولى لنشأة تلك الموجات الهوائية الساخنة^(١). فى حين يؤكد الأستاذ ريل Riel^(٢) بأن الزوايع المدارية تنشأ فوق المسطحات المحيطية ذات المياه الدفينة والتي لا تنخفض درجة حرارة مياهها السطحية عن ٢٧° ف (٢٦° م). ومن ثم لا تتمثل الزوايع المدارية بالقسم الجنوبى من المحيط الأطلسى، ونادراً ما تحدث بالقسم الشرقى من المحيط الهادى الجنوبى، حيث توجد هنا التيارات البحرية الباردة التى تقلل من درجة حرارة المياه السطحية فى المحيطات. وعند إنتقال الزوايع المدارية من مناطق نشأتها فوق المسطحات المائية إلى أراضى اليابس المجاور تصبح أكثر إتساعاً، وتتباعد خطوط الضغط المتساوى بعضها عن البعض الآخر نسبياً، ومن ثم تضعف قوتها ويقل خطرها، ويرجع ذلك إلى قلة وجود الهواء الرطب الساخن فوق اليابس بالنسبة للمسطحات المائية عند

(١) a-- Byers, H.R., "General Meteorology", N.T. 3rd edi. (1959) P.458-479.

b-- Strahler, A.N., "Introduction to Physical Geography", Wiley, N.J. (1969) P.117

Riehl, H., "Introduction to the Atmosphere", Mc Graw-Hill, (1972) P.127- (٢) 164.

هذه العروض شبه الإستوائية^(١).

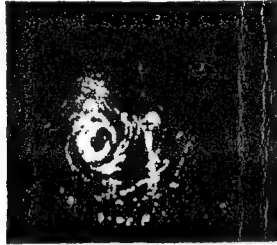
وتبعاً لشدة سرعة الرياح فى الزوايا المدارية فإن السفن تحاول دائماً أن تتجنب التعرض لها، وتؤدى الزوايا المدارية إلى مصرع أعداد كبيرة من البشر كما يحدث فى الصين الشعبية وجزر الفلبين وجزر ساموا وشبه جزيرة فلوريدا، ومن أشد الزوايا العنيفة فى الولايات المتحدة الأمريكية تلك التى حدثت فوق جالغستون وأراضى تكساس فى سبتمبر عام ١٩٠٠. وأدت إلى مصرع ٦٠٠٠ شخص، وتلك التى حدثت فوق شبه جزيرة فلوريدا وبلغت سرعة الرياح ١٥٠ ميل (٢٤٤ كم) فى الساعة. وارتفع منسوب بحيرة أوكى شوبى Okee Chobee بأكثر من ١٥ قدماً عن المستوى العادى لسطح البحيرة، وأدى ذلك إلى حدوث الفيضانات المدمرة وإغراق المدن والمراكز العمرانية بسكانها. ومن أظهر الزوايا المدارية فى العالم وأشدّها عنفاً هى الهريكين والترنادو

الهريكين: Hurricanes

يتركز نطاق هبوب الهريكين على حوض البحر الكاريبى وخليج المكسيك، وتحدث هذه الزوايا المدارية العنيفة خلال فصلى الصيف والخريف. وتتوقف قوة الهريكين وعنفاها على مدى نسبة الرطوبة فى الهواء الدافئ بمناطق الرهو وصعود الهواء الساخن فيما بين المدارين Intertropical Convergence. وتؤثر قوة كوريو ليس (إنحراف الرياح مع دوران الأرض حول نفسها) فى اتجاهات الهريكين خاصة عند وقوع منطقة الهواء الصاعد المدارى بالقرب من الدائرة الاستوائية. وتنشأ الهريكين أساساً فى مناطق الضغط المنخفض الإستوائية ثم تتجه شمالاً فى المحيط الأطلسى الشمالى. ويتراوح متوسط قطر الهريكين من ١٠٠-٦٠٠ ميل، ثم يزداد قطرها عند خروجها من المناطق الإستوائية، وتتقدم الهريكين بمعدل يتراوح من ١٠ إلى ٢٠ ميلاً فى الساعة. وإذا كانت سرعة الرياح

(١) Simpson, R.H., "On the movement of tropical cyclones", Transactions, Amer. (١) geophy. Union, vol. 27 No. V (1949)

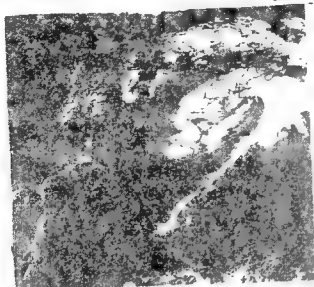
المعتدلة عند الأطراف الخارجية لإعصار الهريكين، فإنها تكون شديدة القرب من عين أو مركز الهريكين حيث تتراوح هنا من ٧٥ إلى ١٥٠ ميل في الساعة. وعلى ذلك فإن التخريب الهائل الذي ينتج عن حدوث الهريكين يرجع إلى شدة سرعة الرياح التي تصاحبها وتتميز سحب الهريكين بأشكالها وقد نجح العلماء اليوم في رصد أشكال سحب الهريكين بواسطة الرادارات (لوحه ١٢). وكذلك بواسطة الأقمار الصناعية



(لوحه ١٢) صورة بواسطة الرادار توضح خصائص السحب الحلزونية وعين الإعصار في حالة تكوين الهريكين بجوار سواحل شبه جزيرة فلوريدا في يوم ٢٧ أغسطس عام ١٩٥٨. وقد كانت إحدى طائرات السلاح الجوي الأمريكي تسجل بعض التفاصيل المتورولوجية للهريكين.

المناخية (المتنيسات) (لوحه ١٣) وتسمى الهريكين بأسماء محلية متعددة تبعاً لمواسم هبوبها على السواحل الجنوبية للولايات المتحدة الأمريكية منها هريكين إللا Ella، وهريكين اليدا Alida، وهريكين جلاديس Gladys. كما ينتج عن الأمطار الأعصارية الغزيرة حدوث الفيضانات التي تسبب هي الأخرى الدمار والخراب في المراكز العمرانية. وإذا حدثت الهريكين فوق مياه المحيطات فإنها تؤدي إلى إرتفاع الأمواج الهائلة الخطرة على الملاحة البحرية، وعند اصطدام الأمواج العالية بخط الساحل قد ينتج الكثر من

تخريب وتدمير المنشآت العمرانية. وعلى ذلك يهتم مكتب الطقس بالولايات المتحدة الأمريكية بتتبع حركات الهريكين ومسالكها والإهتمام ببيانات البالون المذيع Rawin ومشاهدة الزوايا المدارية علم، شاشات



(الوحة ١٣) صورة بالقمر الصناعي للهريكين المعروفة باسم جلاديس Gladys جنوب شرق الولايات المتحدة الأمريكية - لاحظ تكوين السحب الحلزونية للهريكين وشدة سرعتها (٤٠١ كم/ثانية)



A



B

(الوحة ١٣) تتبع مراحل تكوين الهريكين ومشاهدتها على شاشات الرادار

الرادار (لوحة ١٣) وحساب سرعة الرياح فيها حتى يمكن إرشاد السكان
(فى مناطق حدوث الهريكين) إلى تجنب أخطارها.

التورنادو^(١) : Tornadoes

تعد التورنادو أكبر الزوايع المدارية قوة وعنفاً، وإشدها تدميراً بحيث
يمكن لها أن تدمر كل ما يقع فى طريقها من منشآت عمرانية، ومن حسن
حظ الإنسان أن قطر التورنادو محدود جداً ولا تغطى هذه الزوايع المدارية إلا
مساحات محدودة جداً من سطح الأرض (عدة مئات من الأمطار المربعة
أحياناً) ونادراً ما يزيد قطر التورنادو عن ١/٤ ميل إلا أن التورنادو تمتد فى
مسالك طولية تتراوح من مئات الياردات إلى أكثر من ميل. وتبعاً لعظم
شدة سرعة الرياح (الخارقة العادة وقد تصل إلى ٥٠٠ كم فى الساعة) حول
مركز الإنخفاض الجوى للتورنادو فتعرف هذه الزوايع المدارية المدمرة
بالرياح اللولبية أو الحلزونية الدوارة (راجع لوحة ١٢ و لوحة ١٣) The
Twister or the Whirling Winds. ومنذ القرن السادس عشر الميلادى
عرف قباطنة السفن الشراعية الأحوال والمآسى التى كانت تحدث بفعل
التورنادو على طول ساحل غرب أفريقيا (خاصة بالقرب من ساحل
السفقال وساحل غامبيا)، كما شوهدت التورنادو فى جنوب شرقى
أستراليا. إلا أن أهم مناطق سطح الأرض تأثراً بهذه الزوايع الحلزونية
المدارية المدمرة هى المناطق الجنوبية من الولايات المتحدة الأمريكية المطلة
على خليج المكسيك، وقد يمتد أثر التورنادو شمالاً حتى ولايات تكساس
وأوكلاهوما وميسورى وتكساس والميسيسيبى .

(١) يرجع اسم التورنادو اللغة الأسبانية حيث أن "tornar" معناه يدور "to turn" ويدل هذا الاسم
على شدة سرعة دوران الرياح حول مركز الأعاصير بدرجة لا يمكن حسابها حتى اليوم ولو
باستخدام أحدث آلات الرصد الجوى وذلك تبعاً لتعرض هذه الآلات للتدمير بفعل شدة الرياح راجع
Stamp D.L., "Aglossary of geogrophical terms," Longmans, London
(1961)P.455

- ويطلق الأستاذ محمود حامد محمد فى كتابه «التورنادو» عام ١٩٤٦ ص ١٨٤ على هذه الزوايع
المدارية اسم «الأعاصير النكباء» وقد جرى العرف على تسميتها بالتورنادو علماً بأن النطق الصحيح
لهذا الاسم فى اللغة الإنجليزية هو «التورنيدو».

وتتجه الرياح الحلزونية الشديدة الدوران حول عين إعصار الترنادو فى عكس إتجاه عقرب الساعة فى نصف الكرة الشمالى. وتتميز بشدة سرعتها تبعاً لتركز أثرها فى مساحات محدودة ولارتفاع الهواء المساعد إلى أعلى عند عين الإعصار بسرعة رهيبية. وعلى ذلك فإن الترنادو أشبه بالإنخفاضات الجوية وبالأعاصير أو الزوابع المدارية التى سبقت الإشارة إليهما من قبل ولكنها أقل منهما حجماً وأشدّهما تدميراً وتحدث فى وقت زمنى قصير جداً، وتتقارب خطوط الضغط المتساوى فيها بشدة بحيث يصعب قياس مقدار الضغط الجوى عند عين الإعصار أو سرعة الرياح حوله، حيث يمكن لرياح الترنادو أن تدمر أدوات الرصد الجوى^(١).

وتتكون سحب المزن الركامى المنخفضة السميكة عند حدوث الترنادو، وقد يتدلى من هذه السحب مخروط أو قمع ثعبانى. منها Funnel-Shaped (Cloud)، يغير موقعه بين الحين والآخر تبعاً لمراحل نموه (لوحه ١٤). فتارة يرتفع إلى أعلى ثم ينخفض تارة أخرى إلى أسفل، ولكن إذا ما وصل هذا المخروط السحابى إلى الأرض فإنه يدمر كل ما يقابله من



(لوحه ١٤) مراحل متتابعة توضح كيفية تكوين الترنادو فى أواسط الولايات المتحدة الأمريكية وهبوط سحابة على شكل القمع المخروطى جنوب الأرض .

Blair, T.A., "Weather elements", 4 th edi. Prentice-Hall, N.J. (1959) P.230- (١) 237..

منشآت على سطح الأرض (يحدث هذا التدمير بفعل الرياح الشديدة وليس بفعل الأمطار) وتؤدي الترنادو إلى إغراق السفن خاصة إذا ما لمس هذا القمع المخروطي (أو السحب الشعبانية) مياه البحر وارتفعت الأمواج الهائلة^(١)، (لوحه ١٥) ويقدر العلماء بأن سرعة الرياح عند مركز إعصار الترنادو تتراوح من ٢٠٠ إلى ٥٠٠ ميل في الساعة. ويتألف سحب المزن الركامي المنخفض بالترنادو من قطرات مائية دقيقة الحجم تكونت بفعل البرودة السريعة للهواء إلى ما دون نقطة الندى وتنجذب الأتربة الدقيقة الحجم إلى هذه السحب عندما يصل المخروط السحابي إلى سطح الأرض.



(لوحه ١٥) تكوين القمع أو المخروط المتدلي من سحب المزن الركامي ووصوله إلى سطح الأرض أثناء حدوث الترنادو فوق بلدة روكوال Rockwall في تكساس يوم ٣٠ أبريل ١٩٤٧.

(١) كما يحدث في الثلث المعروف باسم «ثلث برميون» بهيو سرجاسو جنوب شرق الولايات المتحدة الأمريكية، ويكثر حدوث الترنادو في هذا الموقع الأخير وتسبب هنا إغراق السفن وإسقاط الطائرات ومن ثم أطلق العامة على هذه المنطقة اسم «ثلث الشيطان» إعتقاداً منهم بأن الشيطان يسكن هذه المنطقة. وتعرف الترنادو فوق مياه البحار في هذه الحالة باسم «النافورات المائية» "Water Spouts". وتحسّر السفن إلى إطلاق المدافع على مراكز الترنادو لإزالتها من الجو نظراً لخطورتها على الملاحة البحرية.

وتختلف سرعة الترنادو من إعصار إلى آخر، فعلى جنوب شرق الولايات المتحدة يكون الاتجاه السائد للترنادو هو الاتجاه الشمالي الشرقي وتتراوح سرعتها من ٣٥ إلى ٤٥ ميلاً في الساعة. وأثناء حدوث بعض أعاصير الترنادو ظل المخروط السحابي ملامساً لسطح الأرض لبضع دقائق (المتوسط العادي لا يزيد عن بضع ثواني) وهنا يزداد خطرها. ويمكن لأعاصير الترنادو في هذه الحالة هدم المنشآت العمرانية واقتلاع الأشجار التي تقع في طريقها حيث يتراوح الضغط الناتج عن سرعة الرياح من ١٦٠ إلى ١٠٠٠ رطلاً على كل قدم مربع. ونتيجة للانخفاض الجوي المفجائي عند هبوط المخروط السحابي بالقرب من سطح الأرض تنهدم جدران المنشآت العمرانية التي لا تتحمل مثل هذا الانخفاض الشديد في مقدار الضغط.

وتحدث الترنادو في جنوب شرق الولايات المتحدة الأمريكية بمعدل ١٥٠ عاصفة في السنة، ويحدث معظمها خلال فصل الربيع، وخامسة خلال فترة ما بعد الظهر^(١)

وفي يوم ١٥/٩/١٩٨٨ تعرضت أراضي جنوب شرق الولايات المتحدة الأمريكية لإعصار جيلبرت والذي سبق له أولاً اجتياح جزر البحر الكاريبي ودمر حوالي ٢٠ / من المنشآت العمرانية في جزيرة جاميكا وقدرت الخسارة بحوالي ٨ بليون دولار وتسبب هذا الإعصار في تأجيل القرار الخاص بإطلاق المكوك الأمريكي ديسكفري.

ومن بين الأعاصير المدارية المدمرة ذلك الذي ضرب ولاية فلوريدا في أغسطس عام ١٩٩٥ والمعروف باسم «إعصار إرين» وإعصار أندرو الذي حدث في أغسطس ١٩٩٢. وتشكل الأعاصير المدارية المدمرة خطراً فادحاً على حياة البشر ومنشآتهم العمرانية في جنوب شرق الولايات المتحدة الأمريكية وذلك بسبب ما يصاحبها من رياح دوامية دestructive شديدة

(١) Flora, S.D., "Tornadoes of the United States." Norman Okla. Univ. of Oklaho-
ma, Press (1953) P.37-50.

السرعة وأمطار غزيرة كثيراً ما تسبب في حدوث الفيضانات الخطرة في المناطق السهلية المستوية السطح. وتسبب حدوث أعصار مدارى في عام ١٩٠٠ في قتل أكثر من ٦٠٠٠ نسمة في مدينة جلفستون بولاية تكساس الأمريكية، في حين نتج عن إعصار مدارى آخر حدث في عام ١٩٢٨ (على الرغم من أنه لم يسبب في سقوط أمطار غزيرة) إرتفاع منسوب مياه بحيرة كوفى شوبى في ولاية فلوريدا وادى إلى مصرع أكثر من ٢٠٠٠ شخص.

وحسب نتائج الأستاذ وليم جارى يتبين أن تأثير الأعاصير المدارية على أراضي الولايات المتحدة الأمريكية خلال السنوات الأخيرة كان تحت المعدل العام لحدوثها حيث بلغ ٥٧ إعصاراً سنوياً خلال الفترة من ١٩٥٠ إلى ١٩٩٤ بينما كان معدله يصل إلى ١٢ إعصاراً سنوياً خلال النصف الأول من القرن العشرين

وقد تسببت الأعاصير المدارية في حدوث أضرار بالغة كلفت الولايات المتحدة الأمريكية أكثر من ١ بليون دولار خلال الفترة من عام ١٩٦٠ حتى عام ١٩٩٥ ومن هنا كان إهتمام المسؤولين بضرورة تطوير عمليات رصد الأعاصير المدارية مسبقاً باستخدام التقنيات الحديثة التى زودت بها الأتعار الصناعية المناخية (المتيوسات)، وإدراكهم فى محطات الأرصاد الجوية بالولايات المتحدة الأمريكية بمراكز نشوء هذه الأعاصير وأخطارها المتوقعة الناجمة عنها قبل وصولها إلى أراضي الدولة.

عواصف الرعد والبرق: Thunderstorms

إذا ما سُمع الرعد من أى عاصفة جوية يمكن أن تسمى مثل هذه العواصف بعواصف الرعد. وقد يحدث الرعد Thunder فى حالة تكوين الزوابع أو العواصف المدارية، ومع الإنخفاضات الجوية والثرنادو، إلا أن تعبير «عواصف الرعد والبرق» بمعناه الخاص يدل على العواصف التى تنشأ بفعل التيارات الهوائية الصاعدة Convectonal خلال فترة وقتية

قصيرة Short duration. وتتخذ عواصف الرعد والبرق مراحل أدوارها في سحب المزن الركامية التي تبدو أعاليها على شكل السندان Anvil-shaped cumulonimbus could ويسقط بسببها أمطار غزيرة جداً (قد يسقط خلال العاصفة الواحدة نحو $\frac{1}{4}$ مليون طن من مياه الأمطار) خلال وقت قصير وقد يصاحب هذه الأمطار سقوط البرد وأحياناً الثلج^(١). وعلى ذلك ينتشر حدوث عواصف الرعد والبرق في مناطق متفرقة من سطح الأرض وخاصة في المناطق المدارية الحارة الرطبة التي تتعرض بكثرة الهواء الانقلابي المساعد الحار الرطب، ولإنخفاض الملحوظ في معدل الإنخفاض الرأسى لحرارة الهواء مع الإرتفاع Large lapse-rate في حين لا تحدث عواصف الرعد والبرق في المناطق التي تتعرض للهواء الهابط البارد كما هو الحال عند القطبين وكثيراً ما تحدث عواصف الرعد والبرق خلال فترة ما بعد الظهر في العروض المدارية الرطبة وتذكور معها سحب المزن الركامى وعند ظهور هذه السحب الأخيرة الداكنة اللون تنتشر الغيوم في وقت لا يريد عادة عن نصف الساعة ثم يصحو بعدها الحو ونصفو السماء وتهب الرياح الحفيفة^(٢).

أنواع عواصف الرعد والبرق وأسباب حدوثها

يمكن أن يميز عدة أنواع مختلفة من عواصف الرعد والبرق تبعاً لظروف نشأة كل منها وتتمثل أهم العوامل التي تؤدي إلى نشأة عواصف الرعد والبرق فيما يلي

١ تعرض الهواء الملامس لسطح الأرض خاصة في المناطق القارية الواسعة الإتساع خلال فصل الصيف للحرارة الشديدة، فيصعد الهواء الانقلابي الساخن الرطب إلى أعلى مؤدياً إلى حدوث ما يسمى بعواصف الرعد والبرق الحرارية Convective or Heat thunderstorms ويكثر حدوثها هذه العواصف فيما بعد الظهر.

Blair, T.A., "Weather elements", 4 th edi. Prentice-Hall, N.J (1959)P.221-230.(١)
Byers, H.R., and Brham, R.R.Jr "The Thunderstorm" Washington D.C.. U.S. (٢)
Dept of Commerce (1949)

٢- تعرض الهواء الملامس لسطح الأرض للحرارة الشديدة الناتجة عن حدوث الحرائق في الغابات وفي المصانع وصعود الهواء الساخن الرطب إلى أعلى وتكوين ما يسمى بعواصف الرعد والبرق الحرارية الصناعية Artificial heat thunderstorms.

٣- تعرض الهواء الملامس لسطح الأرض للحرارة الشديدة الناتجة عن نشاط الثورات البركانية المحلية، وهذا يؤدي إلى تكوين عواصف الرعد والبرق المحلية البركانية Volcanic thundrstorms.

٤- تعرض الهواء الساخن الصاعد لكتل هوائية باردة في الطبقات العليا من الجو وقد يؤدي ذلك إلى حدوث عواصف الرعد والبرق الباردة Cold air thundrstorms، وتكثر هذه الحالة خلال ليالي الشتاء في المناطق المدارية بنصف الكرة الجنوبي.

٥- قد تحدث عواصف الرعد والبرق على طول نطاق الجبهات الباردة النشطة Active cold front في العرض المعتدلة، ويحدث مثل هذا النوع من عواصف الرعد والبرق نهاراً وليلاً وخلال أي فصل من فصول السنة، إلا أنها نادرة الحدوث فوق سطح اليابس، وتعرف باسم عواصف الرعد والبرق على أسطح الجبهات^(١) Frontal thunderstorms.

٦- قد تحدث عواصف الرعد والبرق عند صعود الهواء الساخن فوق السفوح الجبلية، وتعرف في هذه الحالة باسم عواصف الرعد والبرق التضاريسية Orographicthunderstorms، بكثر حدوثها مساءً.

٧- قد تحدث عواصف الرعد والبرق كذلك عند تقابل كتل هوائية مختلفة الخصائص الطبيعية وهي التي تعرف باسم Air-mass thunderstorms.

وعلى ذلك تكاد تنتشر عواصف الرعد والبرق فوق معظم أجزاء

(١) Blair, T.A., "Weather elements", 4 th edi. Prentice-Hall, N.J. (1959) P.244.

سطح الأرض فيما عدا المناطق القطبية^(١) ويمكن أن نلخص أشد المناطق تأثراً بها فيما يلي:

١- مناطق العروض المدارية الرطبة حيث يصل عدد مرات حدوث عواصف الرعد والبرق فوق كل من جمهورية بنما، وجزر أندونيسيا أكثر من ٢٠٠ مرة في السنة.

٢- الساحل الشرقي لشبه جزيرة فلوريدا والساحل الجنوبي من الولايات المتحدة الأمريكية ويصل عدد مرات حدوثها هنا نحو ٧٠ عاصفة في السنة، ويتركز حدوث معظمها خلال الفترة المستدة من يونيو إلى سبتمبر.

٣- منطقة جنوب مرتفعات الروكي، منطقة سنتافي Santa Fe وأواسط المكسيك حيث يصل عدد مرات حدوث عواصف الرعد والبرق هنا إلى أكثر من ٧٥ مرة في السنة.

٤- منطقة أفريقيا الإستوائية وجزيرة مدغشقر يصل عدد مرات حدوثها إلى أكثر من ٩٠ مرة في السنة.

٥- منطقة جنوب شرق البرازيل وأراضى كولومبيا حيث يصل عدد مرات حدوثها إلى نحو ٦٠ مرة في السنة.

ويقدر العلماء عدد عواصف الرعد والبرق بنحو ٤٠ ألف عاصفة في اليوم الواحد بكل أنحاء العالم^(٢)، ومن دراسة خريطة المتوسط السنوي لعدد أيام حدوث عواصف الرعد والبرق في العالم يتبين أن أظهر مناطق حدوثها هي المناطق الإستوائية والمدارية حيث يتراوح عدد مرات حدوثها من ٤٠٠ إلى أكثر من ٨٠ مرة في السنة. ويقل حدوث عواصف الرعد والبرق في المناطق الباردة، ولا يظهر في المناطق القطبية. (شكل ٥٧)

ويختلف مدى إرتفاع عواصف الرعد والبرق عن سطح الأرض

(١) Richl, H., "Introduction to the Atmosphere", Mc Graw-Hill, (1972) P.145.

a-- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N.J. (1966)P.119 (٢)

b-- Blair, T.A., "Weather Elements", Prentice-Hall, N.J. (1959) P.225



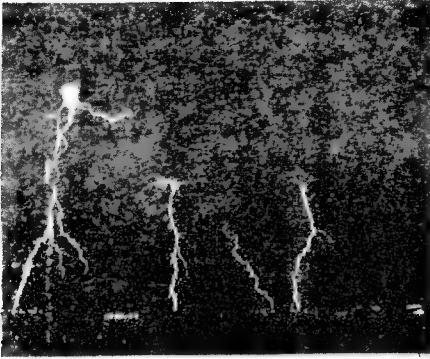
(شكل ٥٧) المتوسط السنوى لعدد
أيام حدوث عواصف الرعد والبرق فى العالم

بخلاف فصول السنة، وهي تتمثل على إرتفاعات عالية خلال فصل الصيف فى العروض المدارية عنها خلال فصل الشتاء. ويتراوح متوسط إرتفاعها من ١٢,٠٠٠ - ٦٠,٠٠٠ قدم فوق مستوى سطح البحر، وتتميز قاعدة عواصف الرعد والبرق بلونها الداكن، ويخط من السحب يعرف باسم خط النوات^(١) Squal line وهو الذى يتكون بفعل الهواء الصاعد إلى أعلى. كما تتميز قاطيرة أو حبة رحات المطر فى عواصف الرعد والبرق بكبر حجمها Large drops of rain وقد يصاحبها سقوط البرد Hail. إلا أن المشاهد لهذه العاصفة ينهر بشدة عند مشاهدته للبرق وسماعه الرعد، ومن ثم يحسن أن نشير إلى أسباب حدوث كل منهما فى هذه العاصفة.

أسباب حدوث الرعد والبرق:

البرق Lightning هو عبارة عن وميض الضوء Flash of light الذى يحدث نتيجة عمليات الشحن الكهربى فى الغلاف الجوى، أما الرعد Thunder فهو عبارة عن الصوت The sound الذى يحدث نتيجة للتمدد الفجائى للهواء بفعل الحرارة الشديدة الفجائية الناجمة عن حدوث البرق. فقد أكدت الدراسات المتيورولوجية الحديثة بأن سحب المزن الركامى عبارة عن مولد كهربائى ثابت Static electricity generator لها القدرة على بناء الملايين من وحدات الجهد الكهربى (فولت) خلال وقت قصير. فعند إنقسام ذرات مياه الأمطار، تكتسب الذرات المنفصلة عن الذرات المائية الأصلية شحنات موجبة فى حين تبقى الذرات المائية الأصلية بشحناتها السالبة والتي تتساوى فى مقدارها مع الشحنات الموجبة. ومن ثم تتمثل معظم الشحنات الموجبة فى القسم الأسفل من سحب المزن الركامى، أما فى القسم الأعلى منها وعند مستوى نقطة الندى، فإن تساقط حبات الثلج يكسب البلورات الثلجية شحنات سالبة، ويشحن الهواء المحيط بها

(١) يعرف هذا الخط أيضاً باسم خط نثيج الرياح وهو عبارة عن خط طويل يتكون من سحب المزن الركامى ويسبق مجىء الجبهة الباردة



(لوحة ١٦) حدوث البرق في عاصفة الرعد والبرق

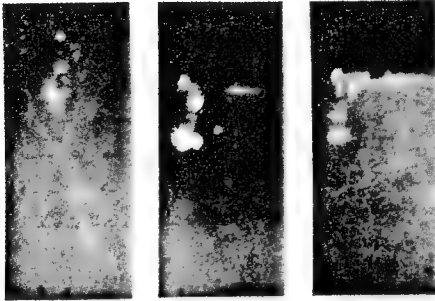
بشحنات سالبة. وعند صعود الهواء الساخن إلى أعلى فإنه يحمل معه الشحنات الموجبة إلى أعلى سحب المزن الركامى، ونتيجة لاصطدام الشحنات الموجبة مع الهواء الصاعد بالشحنات المتمثلة عند أعلى السحابة يحدث التفريغ الهوائى داخل هذه السحب ويتكون البرق والرعد^(١).
(لوحة ١٦).

والبرق عبارة عن شحنات كهربائية مباشرة متوالية يبلغ المدة الزمنية للشحنة الواحدة منها ٠,٠٠٢ من الثانية وتتراوح شدة تياره من بضعة آلاف إلى نحو ١٠٠,٠٠٠ أمبير، ومتوسط الجهد الكهربى نحو ١٠٠ ألف فولت. ويتخذ وميض البرق أشكالاً متعددة فقد يكون شوكى المظهر Forked أو متعرج الإمتداد ZigZag أو مخططاً أو مقلماً Streak أو

(١) Blair, T.A., "Weather Elements", Prentice-Hall, N.J. (1959) P.228

ولذلك ينبغي حماية المباني العالية من الشحنات الكهربائية في الجو بوضع عمود البرق Lightning rod لحماية المبنى من الصواعق.

صفائحياً Sheet وقد يكون وميض البرق على شكل كرات ضوئية كبيرة الحجم Ball Lighting. (لوحة ١٧).



(لوحة ١٧) مراحل تكوين كرات البرق المضيئة أثناء عاصفة الرعد والبرق

ويتضح أن البرق والرعد يحدثان في وقت واحد تقريباً بفعل التفريغ الكهربى داخل سحب المزن الركامى^(١). ولكن لما كانت سرعة الضوء تبلغ ٣٠٠ ألف كيلو متر فى الثانية، وسرعة الهواء ٣٣٠ متراً فى الثانية وأن سرعة سقوط المطر دون ذلك بكثير. فإن المشاهد لهذا النوع من العواصف يرى البرق أولاً. ثم يسمع الرعد ثانياً وبمدها بقليل يستقبل هطول المطر. ويرى الأستاذ هوارد كريتشفيلد (1966 P.125) بأن الرعد يحدث فى الجو بعد حدوث البرق مباشرة، وبفعل التمدد الفجائى للهواء الذى إرتفعت حرارته بدرجة كبيرة وبصورة فجائية بفعل البرق. ولا يقتصر حدوث التفريغ الكهربى داخل سحب المزن الركامى لعواصف الرعد والبرق فقط،

Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N.J. (1966)P.125.

(١)

بل قد يحدث ذلك أيضاً داخل نطاق السحب المجاورة لهذه العواصف، وفي هذه الحالة يكون البرق خطراً على حياة الإنسان والحيوان خاصة عند حدوث التفريغ الكهربى بين الشحنات الموجبة لنقاط الأمطار داخل سحب المزن الركامى وبين الشحنات السالبة على سطح الأرض. ويحدث فى هذه الحالة ما يسمى بالصواعق Strikes وقد تؤدى هذه الصواعق إلى اشتعال الأشجار وتعرض مساحات واسعة من الغابات للحرائق المدمرة.

مراحل تكوين عواصف الرعد والبرق:

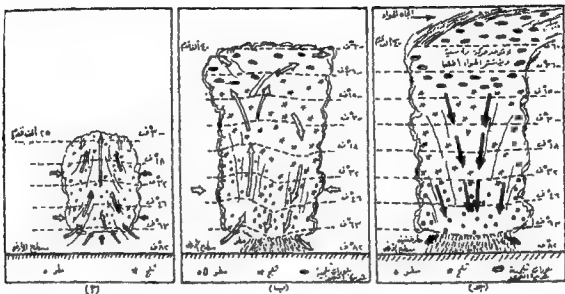
إتفق العلماء على أن عواصف الرعد والبرق تمر بعدة مراحل متتالية حتى يكتمل نمو العاصفة ويحدث فيها البرق والرعد. وتتمثل هذه المراحل فيما يلى:

١- مرحلة بداية نمو العاصفة:

وتبدأ هذه المرحلة عندما يتعرض الهواء الرطب الملامس لسطح الأرض للحرارة الشديدة ويصعد إلى أعلى وتتكون كتل هوائية دفيئة رطبة بحيث تتراوح درجة حرارة الهواء عند أطرافها السفلية من 60° إلى 70° ف فى حين قد تنخفض درجة حرارة الهواء عند أطرافها العلوية إلى -30° ف، وقد يصل إرتفاع الهواء الساخن الرطب حتى مستوى ٢٥,٠٠٠ قدم فوق مستوى سطح البحر ويؤدى إلى تكوين السحب الركامية Cumulus Clouds. (شكل ٥٨ أ)

٢- مرحلة النضج:

مع توالى الهواء الصاعد إلى أعلى قد يزداد إرتفاع هذه الكتلة الهوائية وتصل أعاليها إلى أكثر من ٤٠,٠٠٠ قدم فوق مستوى سطح البحر. وفى الوقت الذى تكون درجة حرارة الهواء عند الأطراف السفلى من هذه الكتلة الهوائية نحو 60° إلى 70° ف، فإن درجة حرارة الهواء عند هذه الكتلة الهوائية العالية تصل إلى -60° ف، ومن ثم يبرد الهواء عند هذه



(شكل ٥٨) مراحل تكوين عاصفة الرعد والبرق

أ- مرحلة بداية صعود الهواء الساخن إلى أعلى وتكوين السحب الركامية

ب- مرحلة النضج. ج- مرحلة التشتت

الكتلة الهوائية نحو 60° إلى 70° ف، فإن درجة حرارة الهواء عند هذه الكتلة الأمطار^(١).

ولكن نتيجة لاستمرار صعود الهواء الساخن من أسفل إلى أعلى فإنه يحمل معه شحنات سالبة في حين تتجمع نقاط الأمطار الكبيرة الحجم بواسطة الكتلة الهوائية (لعدم قدرتها على السقوط تحت تأثير صعود الهواء من أسفل إلى أعلى) فتتسقط نقاط الأمطار وتتحمل بشحنات كهربية موجبة. وينتج عن تصادم الشحنات السالبة بالشحنات

(١) Blair, T.A., "Weather elements", Prentice-Hall, Hall, N.J. (1959) P.223.

b- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N.J. (1966) P.124.

c- Trewartha, G.T., "An Introduction to Climate", Mc Graw-Hill, N.J. (1954) P.209-219.

الموجبة حدوث تفريغ هوائى داخل سحب المزن الركامى ينتج عنه حدوث البرق والرعد وسقوط الأمطار الغزيرة.
مرحلة الثشت.

وفى هذه المرحلة يقل صعود بخار الماء إلى أعلى، ومن ثم يقل هطول المطر، ويتوقف حدوث البرق والرعد، ويصفو بعد ذلك الجو.

الصواعق Strokes

بعد حدوث البرق مباشرة تنساب من السحب المشحونة كهربائياً موجات وراء موجات متتالية ذات شحنات كهربائية سالبة تتجه صوب سطح الأرض فى خطوط متكسرة بسرعة تقترب من سرعة الضوء وعندما يصبح هذه الموجات الكهربائية على إرتفاع ٣٠٠ متراً من سطح الأرض ينأثر أعالي المباني والمنشآت العمرانية العالية بالجال الكهربائى لهذه الموجات وتدخل فى نطاقه وعلى ذلك تتفاعل الموجات السالبة الهابطة مع تلك الموجات الموجبة الصاعدة من سطح الأرض مع الهواء الساخن الصاعد إلى أعلى وينتج ذلك حدوث الصاعقة^(١)

وينأثر المنشآت العمرانية على سطح الأرض بعدد ينراوح من ثلاث إلى خمس موجات كهربائية فى مدة لا تزيد عن نصف ثانية فقط ومن ثم ينتج عن حدوث الصواعق إتلاف الدوائر الكهربائية فى المنشآت العمرانية وإشغال الحرائق فيها وكذلك فى مساحات واسعة من الغابات وفى المصانع وقد يلقى بعض الناس مصرعهم إذا ما تصادف وجودهم خارج المنازل وصربتهم صاعقة بصعقة كهربائية مباشرة

وعلى ذلك فإن الصواعق تصيب المنشآت العمرانية المرتفعة بدرجة أشد منها بالنسبة للمباني المنخفضة القريبة من سطح الأرض. وتعرض ناطحة السحاب المعروفة باسم مبنى الأمبير ستات Empire State فى

(١) حسن أبو المعينين : الإعجاز العلمى فى القرآن الجزء الثانى القرآن الكريم والجغرافيا الطبيعية مطبعة المبيكان الرياض (١٩٩٦).

مدينة نيويورك لعشرات من الصواعق العنيفة كل عام وخاصة أثناء حدوث عواصف الرعد والبرق. ولحماية هذا المبنى من أخطار الصواعق تم تزويده بعمود حديدي مثبت فى أعالي المبنى ومركب فوق مخروط حديدي يعمل على إمتصاص الشحنات الكهربائية السالبة الهابطة أثناء حدوث عواصف الرعد والبرق، وتسرى هذه الشحنات إلى الأرض مباشرة. ومع ذلك إعتاد الناس مشاهدة أضواء الصواعق البراقة حول جوانب مبنى الأمبير ستيت (خاصة خارج نطاق حماية مانع الصواعق) Lighting Rod كما حدث ذلك بشكل واضح جداً فى يوم ٢٤ أغسطس ١٩٣٦. ولما كانت المباني التى تقع على أعالي جوانب الأودية أكثر عرضة لتأثيرات الصواعق وأخطارها من تلك المباني التى تقع فى بطون الأودية، فإن معظم المنازل فى المناطق السكنية هنا وعند خطوط تقسيم المياه يثبت فى أعاليها موانع للصواعق وعند مد خطوط كهرباء الضغط العالي وتثبيت الأعمدة الكهربائية لربط الأسلاك الكهربائية فيها وتوصيلها من عمود إلى آخر، يعمل المسئولون على تزويد أعالي كل عمود منها بأسلاك كهربائية لامتصاص الشحنات الكهربائية السالبة من الجو وعند حدوث الصواعق وإرسالها مباشرة إلى الأرض.

الرصد الجوى للكتل الهوائية والإنخفاضات الجوية والزوايا المدارية

تجمع كثير من قاعدة المعلومات والبيانات المتيورولوجية الخاصة بعناصر الغلاف الجوى اليوم عن طريق الرصد الجوى للكتل الهوائية والإنخفاضات الجوية والزوايا المدارية. فالقراءات التفصيلية الوقتية المنتظمة لكل من الحرارة والضغط وإتجاه الرياح وسرعتها ونسبة الرطوبة ومدى تكون السحب، كلها عوامل أساسية تساهم فى تتبع الراصد لحدوث الإنخفاضات الجوية والزوايا المدارية. وتهتم الدراسات المتيورولوجية الحديثة باستخدام المنهج المورفومتري إلى جانب الإستعانة بالأجهزة الألكترونية المتقدمة وبيانات الأقمار الصناعية المناخية للوصول إلى أدق التفاصيل العلمية لطبيعيات الجو وظواهره.

ومن بين هذه الآلات الحديثة نذكر منها أجهزة الرادار الخاصة باستقبال الصور التي توضع للمشاهد مراحل تكوين الكتل الهوائية والانخفاضات الجوية والزوايا المدارية Radar storm-detection techniques كما يمكن لهذه الأجهزة تتبع حدوث السحب والأمطار وعواصف الرعد والبرق والهريكين والترنادو لحظة بلحظة على شاشة الرادار وعلى مسافات تزيد عن ٢٠٠ ميل من مكان الراصد.

كذلك يمكن تحديد مواقع الهريكين والترنادو باستخدام ما يعرف باسم أجهزة «سفرىك» Spherics. (أي أجهزة الجو، ومشتقة من كلمة الغلاف الجوى Atmosphere) ولا يعد هذا الجهاز الأخير من نوع الرادار، بل هو عبارة عن جهاز استقبال receiver ومزود بجهاز مكبر إلكترونى لتوسيع الدفوعات أو الموجات الكهربائية، ويمكن له أن يلتقط الشحنات الكهربائية التى تصدر عن حدوث عواصف الرعد والبرق. ويحدد الجهاز مواقع حدوث عواصف الرعد والهريكين والترنادو عن طريق تجمع أشعة الراصد الموجهة من عدة محطات رصد جوى من نقطة واحدة.

ويمكن تصوير الإنخفاضات الجوية والزوايا المدارية والهريكين والترنادو فى الوقت الحاضر باستخدام التصوير الجوى Aerial reconnaissance. وهنا يلزم الطيران فى الهواء العلوى وتحمل أخطار الإضطرابات الجوية والقيام بعمل مسح جوى للظواهر الجوية^(١). وتستطيع الطائرات الحديثة اليوم القيام بتصوير الأعاصير أو الإنخفاضات الجوية المدارية وتتبع مسالكها من بداية مرحلة نشوئها، كما أن التفسير العلمى الدقيق لمضمون هذه الصور الجوية يفيد الدارس كثيراً عند تحليله للظواهرات المتيورولوجية المختلفة. (راجع لوحة ١٢).

ويستخدم العلماء اليوم الصواريخ Rockets المزودة بأجهزة الراديو سوند Radio-sonde وكذلك الأقمار الصناعية Satellites المناخية

(١) أول رسالة تليفزيونية إستقبلتها المراسد الجوية من إحدى السفن الأمريكية فى البحر الكاريبى تعلن عن حدوث إعصار فى عام ١٩٠٩، وفى عام ١٩٤٣ إستطاعت أول طائرة أن تفتقر الزوايا المدارية وتقوم بتصوير أجزائها المختلفة وتسجيل بعض بياناتها المتيورولوجية.



(لوحة ١٨) صورة للقمر الصناعي أيسا ٣ (Essa 3) يوم ٢٩ يناير ١٩٦٧ توضح بداية تكوين أعاصير الهريكين على شكل إنخفاض جوى شديد بجوار الساحل الشمالى الغربى لأستراليا

(المتيوسات) عند رصد البيانات المتيورولوجية الخاصة بالجو على إرتفاعات عالية جداً. وتتصل هذه الصواريخ والأقمار الصناعية بمحطات رادار على سطح الأرض، حيث تعمل الأخيرة على إستقبال البيانات الرقمية التى تبثها أجهزة الأقمار الصناعية المناخية، وتعمل على تحويلها إلى مرثيات فضائية للغلاف الجوى، وعن طريق الحاسب الالى الألكترونى ويعد التصحيح الهندسى والإحداثى لصور هذه المرثيات تحول إلى مرثيات فضائية تعبر عن حالة الغلاف الجوى حول الكرة الأرضية، ويمكن أن تتلفز بحيث يمكن للمشاهد أن يتتبع على شاشات الإستقبال التلفزيونى حدوث الهريكين والترنادو والظواهر الجوية المختلفة وقد تمكنت الإدارة الوطنية للفضاء الجوى والطيران فى الولايات المتحدة الأمريكية N.A.S.A

Blair, T.A., "Weather elements", Prentice-Hall, Hall, N.J. (1959) P.140. (١)

(National Aeronautics Space Administration) من إطلاق القمر الصناعي نيمبوس Nimbus^(١). واتخذ هذا القمر مداراً له حول المنطقة القطبية في عام ١٩٦٤ ، وأمكن بواسطته تصوير الغلاف الجوى حول الكرة الأرضية مرتين يومياً. ومن ثم ظهر اليوم علم جديد من المتيورولوجيا يعرف باسم التحليل المتيورولوجى للسحب Nephanalysis وذلك بالاستعانة بالصور الجوية وصور الأقمار الصناعية للظواهرات الجوية فى طبقات الجو العليا. وقد ساعدت هذه الدراسة كثيراً تتبع تكوين الكتل الهوائية والانخفاضات الجوية والأعاصير المدارية والعواصف المدمرة، واكتشاف خبايا أعالي الغلاف الجوى.

الفصل العاشر

الرطوبة والبخر والنتح والتكاثف

يلعب بخار الماء Water Vapour «أو الرطوبة Moisture، الممثل في الغلاف الجوى دوراً هاماً في تشكيل الخصائص المتيورولوجية واختلافها من مكان لآخر على طول القطاعات الرأسية في الغلاف الجوى للمكان الواحد. ويعد بخار الماء في الجو العامل الرئيسى لحدوث مظاهر عمليات التكاثف وفى إختلاف نسبة الرطوبة فى الجو Humidity وفى تكوين السحب Cloudiness والتساقط Precipitation والرؤية Visibility. كما يؤثر بخار الماء وتراكم السحب فى تنظيم الإشعاع الشمسى وحفظه فى الطبقات السفلى من الغلاف الغازى بالقرب من سطح الأرض. فيمتص بخار الماء بعض الإشعاع الشمسى الساقط عليه ثم يقوم بتوزيعه ثانية إلى الهواء بعد حدوث عمليات التكاثف. وخلال عملية التبخر يصبح بخار الماء عاملاً وسيطاً فى إنتشار الحرارة الكامنة Latent heat فى الهواء. ومن ثم يلعب بخار الماء دوره فى عمليات التبادل الحرارى Heat exchange وتبادل الرطوبة Moisture exchange بين الهواء وسطح الأرض^(١).

ويعود مصدر بخار الماء فى الجو إلى التبخر الذى تتعرض له المسطحات المائية على سطح الأرض، ويفقد قسم كبير منه عن طريق عمليات التساقط. وتستمر عمليات التبخر والتساقط فى الغلاف الجوى مع إستمرار حركة الهواء الرأسية وحركته الأفقية أى التبادل الحرارى وأثره فى إتمام الدورة الهيدرولوجية Hydrological Cycle، أو ما يعزف باسم التوازن المائى فى الغلاف الجوى Water balance of the atmosphere. وعلى ذلك فإن أى قطرة من مياه المحيطات تعد غير ثابتة فى مكانها لأنها تتعرض للتحرك أفقياً مع التيارات والأمواج البحرية، ورأسياً مع حركة التيارات الرأسية البحرية. وتتعرض قطرات مياه المحيطات كذلك للتبخر

(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N.J. (1966) P.37.

وقد تتحول إلى بخار ماء يصعد إلى الجو ثم تتعرض لعمليات التكاثف (فى طبقات الجو العليا عندما تنخفض درجة الحرارة إلى ما دون نقطة الندى) وتسقط من جديد على شكل قطرات من مياه الأمطار التى قد تتجمع بدورها فى مياه الأنهار أو البحيرات وتعود بطريقة أو أخرى إلى مياه البحر الذى تبخرت منه. ويحسن قبل دراسة مظاهر التكاثف أن نشير بإيجاز إلى هذه العمليات الهامة، إلا وهى الرطوبة والبخر والتكاثف والتكاثف وكيفية قياسها فى الدراسات المتيورولوجية.

أولاً، الرطوبة Humidity

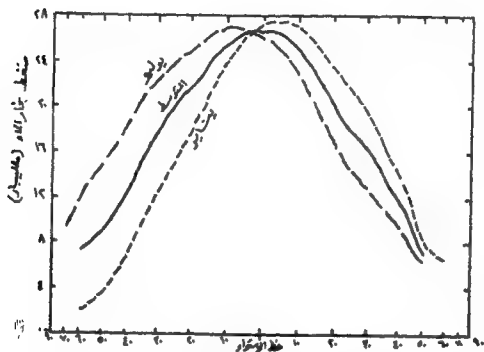
يهتم المتيورولوجيون بقياس كمية الماء المثلة فى الهواء وحساب الضغط الناتج عنه وذلك بعدة طرق منها:

١ - ضغط بخار الماء: Vapour pressure

يدل ضغط بخار الماء على الضغط الناتج عن بخار الماء فى الهواء. ويعبر عنه باستخدام نفس مقاييس الضغط الجوى أى المليمبار أو البوصات/الزئبق. فعندما يحتوى الهواء كل من بخار الماء الذى يمكن له أن يحمله (الرطوبة النسبية ١٠٠٪) عند درجة حرارة معينة، وعند مقدار ضغط معين، فيقال أن الهواء وصل إلى درجة التشبع Saturated. وأن الضغط الفعلى لبخار الماء يساوى ضغط بخار الماء فى حالة التشبع. ويقال أن الهواء وصل إلى درجة حرارة نقطة الندى Dew-point temperature.

وتختلف حالة تشبع الهواء من موقع إلى آخر بحسب إختلاف درجة حرارة الهواء ومقدار الضغط الجوى. وقد تبين بأنه كلما إرتفعت الحرارة وإنخفض الضغط يمكن للهواء أن يتحمل كمية أكبر من بخار الماء الذى يحملها نفس حجم هذا الهواء، ولكن يختلف الحال إذا كان هذا الأخير ذا درجة حرارة منخفضة ومقدار ضغطه الجوى مرتفعاً أو بمعنى آخر أن قدرة الهواء على تحمل المزيد من بخار الماء تتناسب تناسباً طردياً مع درجة حرارته وتتناسب تناسباً عكسياً مع مقدار ضغطه. ومن دراسة منحنيات

المعدلات الفصلية والسنوية لضغط بخار الماء عند دوائر العرض المختلفة في نصفى الكرة (شكل ٥٩) يتضح أن لها قمة واضحة في المناطق الإستوائية والمدارية. كما يرتفع مقدار ضغط بخار الماء في المناطق الصحراوية ويصل إلى نحو ٢٠ ملليبار على الرغم من إنخفاض مقدار رطوبتها النسبية.



(شكل ٥٩) توزيع مقدار ضغط بخار الماء مع دوائر العرض في نصفى الكرة الأرضية.

٢- الرطوبة النوعية: Specific humidity

وهي عبارة عن النسبة بين حجم بخار الماء الممثل فعلاً في الهواء إلى وحدة معينة من الهواء أي أن:

$$\text{الرطوبة النوعية} = \frac{\text{وزن بخار الماء}}{\text{وزن الهواء}} = \frac{\text{ضغط بخار الماء}}{\text{الضغط الكلى للهواء}} = \frac{ب}{هـ}$$

أى بمعنى أن كل كيلو جرام من الهواء به ١٢ جرام من بخار الماء، فإن رطوبته النوعية تكون ١٢ جرام لكل كيلو جرام^(١).

ويستخدم بعض الكتاب ما يعرف باسم النسبة المركبة mixing ratio والتي تمثل هنا حجم بخار الماء لكل وحدة معينة من الهواء الجاف. وعلى ذلك تكون حصيللة النسبة المركبة هي مجموع حجم بخار الماء بالإضافة إلى حجم وحدة الهواء الجاف. ففى المثال السابق (الرطوبة النوعية = ١٢ جرام/كجم) تكون النسبة المركبة = ١٢ + ١٠٠٠ = ١٠١٢ جم

٣- الرطوبة المطلقة أو الكلية: Absolute humidity

وهى عبارة عن مقدار وزن بخار الماء الموجود بكل وحدة حجمية معينة من الهواء (أى جرام لكل متر مكعب) أو «جرين لكل قدم مكعب»^(٢).

٤- الرطوبة النسبية: Relative humidity

وهى عبارة عن النسبة المئوية ratio بين مقدار بخار الماء الموجود فعلاً فى وحدة حجم معينة من الهواء، وبين مقدار ما يمكن أن يتحملة هذا الحجم ليحصل درجة التشبع فى نفس درجة حرارته وعند نفس مقدار ضغطه. أى أنها بمعنى آخر عبارة عن النسبة المئوية بين الرطوبة المطلقة أو الكلية للهواء والرطوبة المطلقة لنفس حجم هذا الهواء عندما يصل إلى حالة التشبع دون أن تتغير درجة حرارة الهواء أو مقدار ضغطه^(٣). ويلاحظ أن كثافة بخار الماء (كتلته الموجودة فى حجم معين) تتناسب مع الضغط الذى تسببه، ومن ثم يعبر عن الرطوبة النسبية بالمعادلة الآتية:

$$\text{رن} = \frac{\text{ض ش}}{١٠٠ \times \text{ض ش}}$$

حيث إن:

- (١) Blair, T.A., "Weather Elements", N.J. (1960) P.44-46.
(٢) الجرين grain: هو أصغر وحدة وزن من النظام القترى ويساوى ٠.٠٦٤٨ من الجرام.
(٣) ١- محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص ٢٣١.
ب- د. عبد العزيز طرير شرف «الجغرافيا المناخية والنباتية» الإسكندرية (١٩٦١) ص. ١٤٦-١٤٨.
ج- د. فهمى ملائى أبو العطا «الطقس والمناخ» الإسكندرية (١٩٧٠) ص ١٨٨.

رن = الرطوبة النسبية

ض = الضغط الجزئى لبخار الماء عند درجة حرارة ما.

ض ش = ضغط بخار الماء فى حالة التشبع عند نفس درجة الحرارة السابقة.

فإذا كان هناك ١ كيلو جرام من الهواء يمكن له أن يحمل ١٢ جراماً من بخار الماء عند ضغط معين ودرجة حرارة معينة ليصل درجة التشبع ولكنه يحمل فعلاً ٩ جرامات من بخار الماء فقط عند نفس درجة الحرارة فإن الرطوبة النسبية لهذا الهواء $= \frac{9}{12} \times 100 = 75\%$

وإذا فرض أن درجة حرارة الهواء إرتفعت عن مقدارها السابق فإن الهواء يمكن له أن يحمل وزناً أكبر من بخار الماء قد يصل إلى ١٥ جراماً فإن رطوبته النسبية فى هذه الحالة $= \frac{9}{15} \times 100 = 60\%$

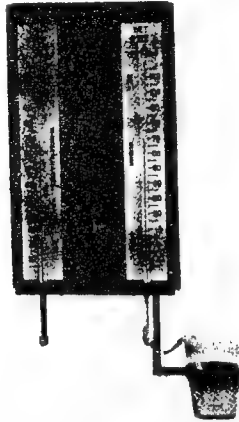
أما إذا ما حدث العكس وانخفضت درجة حرارة الهواء فإن قدرته على تحمل بخار الماء يقل وقد يصل فرضاً إلى ٩ جرامات من الكيلو جرام الواحد ومن ثم فإن رطوبته النسبية $= \frac{9}{9} \times 100 = 100\%$.

أى أن الهواء فى هذه الحالة قد يصل إلى درجة التشبع ولا يمكن له أن يتحمل أى زيادة فى كمية بخار الماء، وتتفق درجة التشبع Saturation مع نقطة الندى Dew point فى أن بخار الماء يتعرض عندهما لعمليات التكاثف بأشكالها المختلفة.

طرق قياس الرطوبة:

تقاس الرطوبة النسبية عن طريق الهيجرومتر Hygrometer وهو عبارة عن جهاز يتكون من ترمومترين حرارين، بحيث يترك أحدهما معرضاً للجو مباشرة (أى ترمومتر جاف dry-bulb thermometer) ويسجل درجة حرارة الهواء، فى حين يلف حول فقاعة الترمومتر الآخر قطعة من القماش أو الشاش المبلل (ومن ثم يعرف باسم الترمومتر المبلل wet-bulb thermometer) ونتيجة لتبخر الماء من القماش المبلل، فإن درجة

حرارة الترمومتر المبلل تكون أقل من درجة حرارة الترمومتر الجاف. ويزداد هذا الفرق الحرارى بين الترمومتريين كلما إشتد فعل البخار، وعن طريق جداول خاصة فإنه يمكن حساب نسبة الرطوبة فى الجو بمعرفة الفرق بين قراءة الترمومتريين^(١). (لوحة ١٩).



(لوحة ١٩) جهاز الهجرومتر لقياس الرطوبة ويتألف من ترمومتريين حراريين أحدهما ذو فقاعة جافة والآخر ذو فقاعة مبللة.

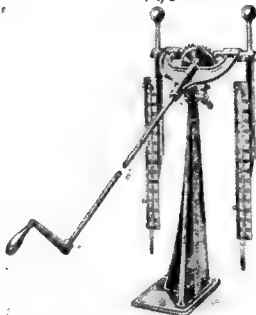
فإذا كانت قراءة الترمومتر الجاف $^{\circ}19$ م والفرق بين قراءة الترمومتريين كانت $^{\circ}5$ م فمن دراسة الجداول الخاصة بالرطوبة يكون ضغط البخار المشبع عند درجة الحرارة هو 16.4 ، وهو عبارة عن قيمة

(١) من بين هذه الجداول العالمية تلك التى وضعها معهد سميثسونيان بالولايات المتحدة الأمريكية، ومن ثم عرفت جداول الرطوبة بهذا الاسم Smithsonian meteorological tables، ونماذج تفصيلية من هذه الجداول يمكن الإطلاع عليها فى المرجع التالى:

Blair, T.A., "Weather Elements", Prentice-Hall, N.J (1959) P.48-49.

الضغط المقابل لدرجة حرارة الهواء عند فرق صفر، وأن ضغط البخار المشبع عند نقطة الندى يكون ٩,٤ وهو عبارة عن قيمة الضغط المقابل لدرجة حرارة الهواء عند فرق قدره ٥°م^(١)

$$\text{إذن الرطوبة النسبية} = 100 \times \frac{9,4}{16,4} = 57,3\%$$

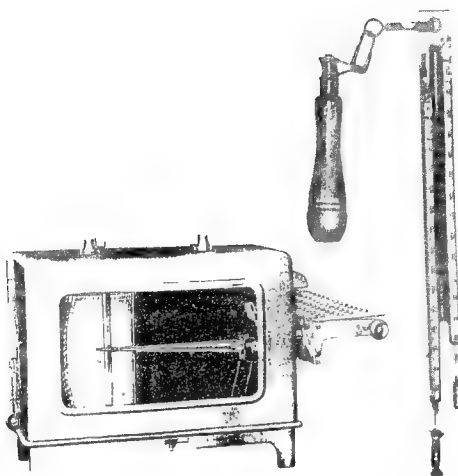


(لوحة ١٢٠) جهاز السكرومتر اللفاف لقياس الرطوبة

لاحظ اليد التي تستخدم في دوران التروس العلوية بسرعة وثبت على حوامل في الجهاز ترمومتران أحدهما جاف والآخر مبلل.

وتؤثر سرعة الرياح في كمية التبخر التي تحدث للفقاعة المبللة في الترمومتر. ويمكن الحصول على القراءات الدقيقة للرطوبة إذا كانت سرعة الرياح أكثر من ١٥ كم في الساعة. وباستخدام جهاز آخر أكثر تطوراً يعرف باسم السكرومتر اللفاف Whirled Psychrometer يمكن حساب الرطوبة في الجو. ويتركب هذا الجهاز في أبسط صورة من حامل حديدي يثبت عند طرفه العلوى تروس نحاسية يتصل مركزها بيد مروحة

(١) د. محمود عبد الوهاب، د. الوهيدى فراج الوهيدى «مبادئ البحريات الطبعية.....»
جامعة الإسكندرية - كلية العلوم (١٩٧٩).



(لوحة ٢٠ ب) السيكرومتر (يمين الصورة) والهيجروجراف (يسار الصورة) .

تستخدم عند دوران التروس وبه حاملان يركب على أحدهما ترمومتر جاف وعلى الآخر ترمومتر مبلل ويوضعان فى وضع رأسى (لوحة ٢٠) وعند قياس الرطوبة فى الجو تدار اليد، وتلف التروس بسرعة لمدة دقيقتين فيؤثر الهواء المتحرك الناتج عن عملية اللف فى تبخر المياه من الترمومتر المبلل. ثم بمعرفة الفرق بين حرارة الترمومتريين يمكن حساب الرطوبة من جداولها الخاصة.

وتستبدل فى بعض الأحيان اليد الدوارة فى السكرومتر اللفاف بمروحة كهربائية وهنا يعرف الجهاز باسم السكرومتر المروحي Aspiration psychrometer. كما يمكن للراصد أن يقوم بأخذ قراءات السكرومتر مباشرة وهو فى معمله دون أن يخرج إلى موقع الجهاز، ذلك لأن الأجهزة الحديثة منه تزود بتوصيلة كهربية يمكن أن تعطى قراءات مباشرة وهنا يعرف الجهاز باسم التليسكرومتر Télèpsychrometer.

إلى جانب ذلك قد يستخدم شعر الإنسان فى صناعة أجهزة قياس الرطوبة وذلك تبعاً لشدة تأثيره باختلافات نسبة الرطوبة فى الجو، وتعرف مثل هذه الأجهزة باسم الهيجروجراف الشعرى Hair Hygrograph ويتوقف عمل مثل هذه الأجهزة على خاصية إزدياد طول شعر الإنسان مع إرتفاع الرطوبة فى الجو، وتقدر هذه الزيادة بنحو ٢٪ من طول شعر الإنسان فى الهواء الجاف. ويمكن تكبير نسبة هذه الزيادة أو نسبة الإنكماش بواسطة مجموعة من البكرات. وعلى ذلك فإن جهاز الهيجروجراف الشعرى يتركب فى أبسط صورة من خصلة طويلة من شعر الإنسان بحيث يثبت طرف الشعرة ثم يمر فوق مجموعة من البكرات وتنتهى بزنبك يجعل الشعرة مشدودة، ويثبت فى إحدى البكرات مؤشر يتحرك على قرص مدرج، ويعاير الجهاز بواسطة أحد الهجرومترات الأخرى بحيث يقرأ تدريجه قيم الرطوبة النسبية مباشرة. وعندما ترتفع الرطوبة فى الجو تتمدد خصلة الشعر والعكس صحيح. ويمكن رسم هذه التغيرات على ورق خاص مثبت حول أسطوانة تدار بواسطة ساعة بداخلها، وتقسم الورقة بنفس الطريقة التى سبقت الإشارة إليها عند الحديث عن جهازى الباروجراف والترموجراف^(١). (لوحة ٢٠ ب).

ويمكن إيجاد قيم الرطوبة النسبية بمعرفة بعض المتغيرات المختلفة التى تؤثر فيها^(٢). على سبيل المثال، إذا كانت الرطوبة النسبية فى مكان ما هى ٦٠٪ عند درجة حرارة ١٥°م، وضغط بخار الماء المشبع ١٢,٧ ملم زئبق، فها هى مقدار الرطوبة النسبية فى حالة إذا ما ارتفعت درجة حرارة الهواء ٢٠°م وإرتفع ضغط بخار الماء المشبع إلى ١٧,٤ ملم زئبق^٣.

(١) أ. محمود حامد محمد «الظواهر الجوية فى القطر المصرى» القاهرة (١٩٢٧) ص. ٩٩.

ب. د. عبد العزيز طريح شرف سالجرافيا المناخية والنباتية الإسكندرية (١٩٦١). ص. ١٤٨.

(٢) د. محمود عبد الوهاب، د. الوهيدى فراج الوهيدى «مبادئ البصريات الطبيعية والصوتيات والحرارة» كلية العلوم - جامعة الإسكندرية (١٩٧٩) ص. ٤٣.

بما أن الرطوبة النسبية =

$$= \frac{\text{الضغط الجزئي لبخار الماء عند } 15^{\circ}\text{م}}{\text{ضغط بخار الماء المشبع عند } 15^{\circ}\text{م}}$$

$$\text{إذن} \quad \frac{\text{الضغط الجزئي لبخار الماء عند } 15^{\circ}\text{م}}{12,7} = \frac{6,6}{100}$$

أي أن: الضغط الجزئي لبخار الماء عند 15°م

$$= 6,6 \times 12,7 = 7,62 \text{ ملم زئبق}$$

$$\text{ولكن:} \quad \frac{\text{الضغط الجزئي لبخار الماء عند } 15^{\circ}\text{م}}{\text{الضغط الجزئي لبخار الماء عند } 20^{\circ}\text{م}} = \frac{10 + 273}{20 + 273}$$

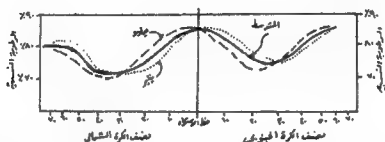
إذن الضغط الجزئي لبخار الماء عند 20°م =

$$= \frac{293 + 7,62}{288} = 7,75 \text{ ملم زئبق}$$

إذن الرطوبة النسبية عند درجة 20°م =

$$\% 44,0 = \frac{100 \times 7,75}{17,4}$$

ومن دراسة البيانات المتبيورولوجية يتبين أن المتوسط اليومي للرطوبة النسبية العظمى average diurnal maximum relative humidity تحدث عند بداية ساعات النهار، في حين يحدث أدناها عند بداية فترة الظهيرة. وترتفع الرطوبة النسبية فوق اليابس خلال فصل الشتاء، أما فوق المسطحات المائية فتصل الرطوبة النسبية أعلى قيمها خلال فصل الصيف. وفوق المرتفعات الجبلية العالية بالعروض المعتدلة تتكون قمم الرطوبة النسبية خلال فصل الصيف بسبب حدوث بعض التيارات -



(شكل ٦٠) منحنيات الرطوبة النسبية عند دوائر العرض المختلفة في نصف الكرة الأرضية

الهوائية.الصاعدة الرطبة عند أعالي منحدرات الجبال خلال هذا الفصل^(٣٢). ويوضح شكل (٦٠) منحنيات الرطوبة النسبية (خلال فصل الصيف وخلال فصل الشتاء والمنحنى السنوي) لسطح الكرة الأرضية عند دوائر العرض المختلفة. ومن دراسة هذا الشكل يتبين أن الرطوبة النسبية تصل أعلى قيمها عند الدائرة الإستوائية، وفيما بين دائرتي عرض ١٠ شمالاً وجنوباً حيث تصل إلى ٨٥٪ وتقل الرطوبة النسبية في العروض المدارية مناطق الضغط المرتفع عند عروض الخيل فيما بين ٢٥-٣٥ شمالاً وجنوباً) حيث تنخفض الرطوبة النسبية إلى ٧٠٪ وترتفع الرطوبة النسبية عند العروض الشمالية (فيما بين دائرتي عرض ٦٠-٧٠ شمالاً وجنوباً) حيث تتراوح هنا من ٨٠ - ٨٥٪.

Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall N.J. (1966) (١)
P.39-40.

وتختلف منحنيات الرطوبة النسبية عن منحنيات الرطوبة النوعية أو ضغط بخار الماء في الهواء. فمن دراسة شكل (٥٩) الذي يوضح المنحنيات العظمى والمنحنيات الصغرى والمتوسط السنوى لضغط بخار الماء في الهواء وتوزيعه لضغط بخار الماء تحدث عند العروض الاستوائية والمدارية فيما بين ٢٥ شمالاً وجنوباً. فهواء الصحارى الحارة الجافة يحمل معه كميات كبيرة من الهواء المنضغط على الرغم من أن الرطوبة النسبية فيه منخفضة. أما في الأقاليم القطبية فإن إنخفاض درجة حرارة الهواء فيها عنه إنخفاض في الرطوبة النوعية وفي ضغط بخار الماء.

«ثانياً» البخر والتبخر

Evapotranspiration

يهتم المتيورولوجى بدراسة البخر وقياسه حيث إنه مصدر بخار الماء في الهواء. هذا إلى جانب أثر البخر في نسبة الرطوبة في التربة وفي مراحل نمو النبات. ويتوقف مقدار البخر من سطح مائى إلى آخر خلال وقت محدد على ما يلى:

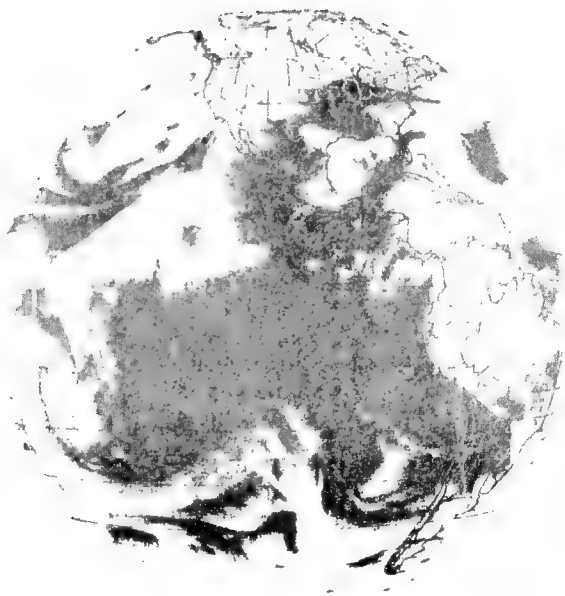
أ- ضغط بخار الماء على سطح المياه:

تؤثر حرارة المياه السطحية في تنوع مقدار ضغط بخار الماء فوقها، فعند إرتفاع درجة حرارة المياه السطحية يزداد ضغط بخار الماء، ويؤدى ذلك إلى زيادة البخر (١). (لوحة ٢٠ - ج).

ب- ضغط بخار الماء في الهواء:

حيث يختلف مقدار البخر لاختلاف ضغط بخار الماء في حالة التشبع عند درجة حرارة المياه السطحية وبين ضغط بخار الماء الموجود في

(١) وزن بخار الماء إلى وزن الهواء يعادل نسبة ٢:٣، وعلى ذلك فإن الهواء المشبع بالرطوبة يكون أخف وزناً من الهواء الجاف، وعندما يتحول الماء إلى بخار يحتاج إلى قدر معين من الحرارة تعرف باسم «الحرارة الكامنة للتبخير»، وهى عبارة عن الحرارة اللازمة لتحويل جرام واحد من الماء إلى بخار في درجة غليان الماء ومقدار هذه الحرارة ٥٣٦ سعراً.



(لوحة ٢٠ جـ) بخار الماء كما تظهره المرشحات الفضائية (يدل اللون الأبيض الفاتح على تجمع بخار الماء) .

الهواء. ويختلف العامل الأخير تبعاً لاختلاف الرطوبة النسبية في الهواء^(١).

جـ- حركة الرياح:

حيث تعمل الرياح على نقل الهواء الرطب وأن يحل محله هواء جاف، ومن ثم يزداد البخر مع زيادة سرعة الرياح.

د- نسبة الملوحة:

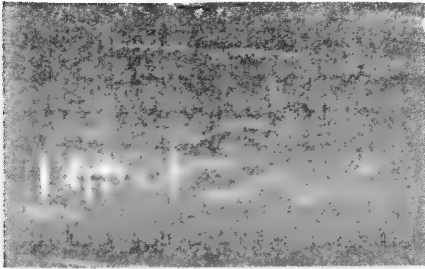
فقد تبين أنه في حالة وجود أملاح أو معادن ذائبة في المياه تقلل من فعله البخر. وعلى ذلك فإن البخر من مسطح مائي محدد من البحر يقل بنحو ٥ ٪ من تعرض نفس هذا المسطح من المياه العذبة لعمليات التبخر. طرق قياس البخر:

يقاس البخر باستخدام وعاء دائري يختلف قطره من ٤ إلى ٦ أقدام ويتراوح عمقه من ١٠ إلى ١٢ بوصة، ويملأ الوعاء بالماء حتى أطرافه العليا، ثم يترك في العراء معرضاً للبخر. ويقاس مدى إنخفاض منسوب المياه في الوعاء، وقد يجري القياس عدة مرات في اليوم الواحد، وقد يقرأ القياس كل ٢٤ ساعة لمعرفة مقدار البخر اليومي (لوحة ١٢١). ويلاحظ أن لاختلاف حجم الوعاء ومدى إتساع سطحه، ثم مكان وضعه، كلها عوامل قد تؤثر في سرعة البخر أو بطئه. وعلى ذلك فإن مقدار البخر من هذا الوعاء لا يمثل في الحقيقة مقدار ما يتبخر من نفس مساحة هذا الوعاء - من أسطح البحار والبحيرات.

وقد اقترح الأستاذ ثورنثويت^(٢) طريقة أخرى لقياس البخر لتجنب المشاكل التي تواجه طريقة الوعاء البسيط السابقة الذكر. واقترح ثورنثويت وضع وعائين صغيرين في مكان محمي نسبياً بكشك الأرصاد الجوية، ويحيط يوضع أحدهما فوق أرضية هذا الكشك الخشبي، ويوضع

(١) Blair, T.A., "Weather Elements", N.J. (1960) P.51.

(٢) Thornthwaite, C.W. and Holzman, B., "The determination of evaporation from land and water surfaces", Monthly Weather Review, vol.67 (1939) P.4-11.



(لوحة ١٢١) محطة لقياس البحر ويوجد فيها من اليسار إلى اليمين:

- أ- كشك الأرصاد الجوية.
- ب- جهاز لقياس المطر
- ج- وعاء لقياس البحر ويجواره جهاز الأنيومتر
- د- جهاز لقياس المطر مقياس ٨ بوصات

الآخر على منسوب يعلو الوعاء الآخر بعدة أقدام. ويمكن في نفس الوقت أخذ قراءات الحرارة والضغط والرطوبة النسبية وسرعة الرياح من الأدوات والأجهزة في كشك الأرصاد الجوية. وقد تبين أن بمعرفة الفرق بين الرطوبة النوعية وسرعة الرياح لموقعي الوعائين يمكن أن تعطى مقياساً للإنسياب الرأسى لبخار الماء. أى أنه يمكن في هذه الحالة تقدير كمية بخار الماء التى تتحرك إلى أعلى خلال وقت محدد. وحيث إن البخر المفقود من سطح الأرض يشتمل أيضاً على النتج^(١) من النباتات Transpiratiopn ، فإنه يمكن استخدام هذه الطريقة لتقدير كمية البخر سواء على الأرض أو فوق سطح المياه.

(١) مقدار النتج من الشجرة للتوسطة الحجم يقدر بنحو ١٢ لتراً في اليوم.

هذا ويستخدم أيضاً فى بعض محطات الرصد الجوى جهاز بيشى Piche لقياس البخر. ويتركب هذا الجهاز من أنبوية زجاجية مدرجة وتتكس فتحته السفلية فوق قرص من ورق النشاف مثبت بمشيك معدنى يمنع من السقوط. وينبغى أن يكون هذا القرص مندى بالماء دائماً. وكلما تبخر الماء من سطحه امتص غيره من الأنبوية وتصدر فقاعات من الهواء لتحل محل الماء الناقص. وينتج عن استمرار عمليات البخر أن يتطاير بخار الماء من ورقة النشاف المبللة ومن ثم ينخفض سطح الماء داخل الأنبوية المدرجة موضحاً مقدار البخر خلال وقت محدد^(١).

ويدخل ناتج عملية النتج من النباتات فى الحجم الإجمالى لبخار الماء المتبخر من سطح الأرض والممثل فى الجو. ومن ثم يستخدم الباحثون تعبير البخر والنتج معاً Evapotranspiration ليدل على المياه المفقودة عن طريق كل من البخر والنتج معاً، ويمكن حساب كمية الفاقد من المياه عنهما بما يلى:

ب ن = م - (ف + خ) حيث إن:

ب ن = الفاقد عن طريق البخر والنتج معاً

م = المكتسب من الأمطار

ف = الفاقد عن طريق جريان المياه السطحية

خ = المياه المخرونة فى التربة

وقد حاول بعض الباحثين حساب ما يسمى «بالتبخر المحتمل» Potential Evaporation بمعرفة بعض العناصر الأخرى المرتبطة بالتبخر وخاصة متوسطات الحرارة والرطوبة النسبية ومن بين هذه المحاولات تلك التى رجحها إفانوف وتتلخص تقديراته لحساب التبخر المحتمل فى المعادلة المعروفة باسمه وهى: $خ = (ح + ٢٥) ٢ (١٠٠ - ر ن)$

(١) يقرأ جهاز بيشى فى الساعة ٨ صباحاً، ويحسب مقدار البخر اليومى من هذه الساعة وينتهى فى نفس هذه الساعة من اليوم التالى؛ راجع محمود حامد محمد «الظواهر الجوية فى القطر المصرى» - القاهرة (١٩٢٧) ص ١٢٧.

حيث إن:

خ = التبخر المحتمل.

ح = المتوسط الشهري لدرجة الحرارة (°م)

ر = المعدل الشهري للرطوبة النسبية.

ويتبين أن ارتفاع درجة حرارة الهواء، وانخفاض نسبة الرطوبة النسبية بالإضافة إلى صفاء الجو وانعدام التساقط، كلها عوامل تؤدي إلى ارتفاع التبخر المحتمل^(١).

ومن دراسة التوزيع الجغرافي لمقدار البخر فوق سطح الأرض، يتبين أن البخر يزداد فوق المسطحات المائية عنه بالنسبة لليابس كما يشهد البخر عند المناطق الإستوائية (فعل الهواء الساخن الرطب المساعد في مناطق الرهو الإستوائي إلى جانب النتج من الغابات الإستوائية).

وتعد أشد مناطق البخر فوق المسطحات المائية هي تلك التي تنحصر بين دائرتي عرض ١٠° - ٢٠° شمالاً وجنوباً، وهذا يرجع إلى زيادة الإشعاع الشمسي وقلة الأمطار الساقطة وحركة الرياح. ويوضح الجدول الآتي مقدار البخر الفعلي عند دوائر العرض المختلفة في نصف الكرة الأرضية بالبوصات^(٢).

(١) د. مهدي الصحاف «الموارد المائية في العراق» - الجمهورية العراقية - وزارة الإعلام - بغداد (١٩٧٦) ص ٣١.

(٢) Trewartha, H.I., "An Introduction to Climate", N.J.(1954)P.112.

البخر في نصف الكرة الجنوبي			البخر في نصف الكرة الشمالي			دوائر العرض
متوسط البخر	المحيطات	اليابس	متوسط البخر	المحيطات	اليابس	
٨,٨	٩,١	٧,٩	١٥,٠	١٥,٧	١٤,٢	٥٠ - ٥٠°
٢٢,٨	٢٢,٨	١٩,٧	٢٠,١	٢٧,٦	١٣,٠	٤٠ - ٥٠°
٣٣,٥	٣٥,٠	٢٠,١	٢٨,٠	٣٧,٨	١٥,٠	٣٠ - ٤٠°
٣٩,٠	٤٤,١	١٦,١	٣٥,٨	٤٥,٣	١٩,٧	٢٠ - ٣٠°
٤٤,٥	٤٧,٢	٣٥,٤	٤٢,٩	٤٧,٢	٣١,١	١٠ - ٢٠°
٤٥,٧	٤٤,٩	٤٨,٠	٤٠,٦	٣٩,٤	٤٥,٣	صفر - ١٠°

أما أقل مناطق سطح الأرض تعرضاً للبخر فهي تلك التي تقع إلى الشمال من دائرة عرض ٥٠° شمالاً حتى القطب الشمالي وإلى الجنوب من دائرة عرض ٥° جنوباً حتى القطب الجنوبي. ويقل مقدار البخر في نصف الكرة الجنوبي عنه بالنسبة لنصف الكرة الشمالي عند هذا العروض.

ثالثاً، التكاثف

تتحول كميات هائلة من الغازات في الجو من حالتها الغازية إلى الحالة السائلة ثم إلى الحالة الصلبة عن طريق التكاثف Condensation أو إلى الحالة الصلبة مباشرة (دون المرور بالحالة السائلة) عن طريق التسام Sublimation. فعندما يتعرض الهواء الرطب لأسطح باردة، قد يتعرض لدرجة من البرودة بحيث يفقد قدرته على تحمل بخار الماء، ومن ثم يتحول جزء من بخار الماء فيه إلى الحالة السائلة (مياه) فوق هذه الأسطح الباردة وقد تتكون قطرات الندى Dew. ونتيجة لهذه العملية فإن الحرارة الكامنة من الهواء Latent Heat الناتجة عن تكاثف بخار الماء في الجو، تؤدي إلى رفع درجة حرارة الهواء وتقلل من عمليات التبريد. أما الحرارة التي يكون

الهواء عندها مشبعاً بالبخار، وليس له القدرة على تحمل أى مقدار آخر من الماء عند نفس درجة حرارته (أى نسبة رطوبته ١٠٠٪) فيطلق عليها درجة حرارة نقطة الندى. ولكن ليس من الضرورى أن تكون نقطة الندى هى الحد الفاصل بين الحالة الغازية، وبين حدوث التكاثف، بل لحدوث هذه العملية الأخيرة، ينبغى أن يتوفر فى الهواء ما يعرف باسم نويات التكاثف Condensation Nuclei والتي تتمثل فى الأتربة الدقيقة الحجم وذرات الرمال الميكروسكوبية والذرات الكربونية والملحية. وهذه الأخيرة تتكون بفعل تلاطم أمواج البحر على صخور الشاطئ والجزر البحرية. هذا إلى جانب أثر الذرات الكونية الدقيقة الحجم الساقطة بعد تفتت الشهب والنيازك فى الفضاء الخارجى^(١)

وبدون نويات التكاثف فى الجو فإن عمليات التكاثف لا تحدث فى الهواء إلا إذا كانت نسبة رطوبته ٠.٤ أما إذا كان متوسط قطر ذرة الأتربة أو نويات التكاثف ٠.١ ميكرون^(١) (سم) فإن بخار الماء يتكاثف عندما تصل الرطوبة النسبية إلى ١٠٪، وإذا كان متوسط قطر نويات التكاثف يتراوح من ١ ميكرون إلى ١ ميكرون فهذه تساعد التكاثف على الحدوث بسرعة حتى وإن كانت الرطوبة النسبية ٧٥٪ فقط^(٢)

ولكى تستمر عمليات التكاثف والتسام Sublimation فى الحدوث، فإن ذلك يتطلب المزيد من بخار الماء فى الجو وحدث التشبع الزائد Supersaturation لصمان إستمرار تكوين قطرات الماء، وتحدث عملية التكاثف بفعل إنصفاط الهواء Compressing وتبريده Cooling، ويمكن أن نلخص أهم العوامل التى تؤدى إلى تبريد الهواء وحدث التكاثف فى النقاط التالية^(٣)؛

(١) Fletcher, N.H., "Freezing Nuclei. Meteors and Rainfall" Science. 134 (١) (1961), 361-367

(٢) Riehl, H., "An Introduction to the atmosphere" Mc-Graw-Hill. N.J. (1972) (٢) P.100-101.

(٣) Howard, J., Critchfield, "General Climatology" Prentice-Hall, N.J (٢) (1966) P.45.

(I) عوامل ذاتية: Adiabatic Processes

ويقصد بذلك عوامل تؤدي إلى إنخفاض درجة حرارة الهواء ذاتياً أي دون إضافة حرارة إليه أو فقدانها منه وأهم هذه العوامل :

١- إنخفاض الضغط الجوي عند سطح الأرض، وارتفاع الهواء إلى أعلى وتعرضه للبرودة، مما يؤدي إلى حدوث التكاثف وتكوين الضباب.

٢- صعود الهواء إلى أعلى بفعل كل من:

أ - التيارات الهوائية الصاعدة Convection.

ب- تجمع الهواء أو الكتلة الهوائية على طول أسطح الجبهات Frontal Convergence.

ج- ارتفاع الهواء فوق جوانب المنحدرات الجبلية Orographic Lifting.

(II) عوامل غير ذاتية: Non-adiabatic

وتتلخص أهم هذه العوامل فيما يلي:

١ - فقدان الحرارة عن طريق الإشعاع الأرضي، والإشعاع المباشر عن طريق الهواء الرطب مما قد يؤدي إلى تكوين السحب والضباب

ب - إتصال أو تلامس الهواء بالأسطح الباردة وفقدانه لجزء من حرارته (عامل التوصيل الحراري Conduction) وينتج عن ذلك عادة تكوين الندى Dew، والصقيع Frost والضباب Fog. ويطلق على التحرك الأفقي على طول الأسطح الباردة تعبیر التافق الهوائي Advection.

ج- إمتزاج الهواء مع هواء آخر أبرد منه، وينتج عن ذلك إنخفاض درجة حرارة الهواء وحدث التكاثف.

ومن بين كل هذه العوامل المختلفة التي تسبب حدوث تبريد الهواء، فإن لعامل صعود الهواء إلى أعلى، وتعرضه للبرودة في طبقات الجو العليا، يعد أهم هذه العوامل جميعاً لحدوث التكاثف على نطاقه الواسع.

فعند صعود الهواء إلى أعلى يخف وزنه ويقل مقدار ضغطه ويتعرض للتمدد والبرودة في الطبقات العليا من الهواء. بخلاف الحال إذا ما تعرض الهواء للهبوط من أعلى إلى أسفل فترتفع درجة حرارته نسبياً تبعاً لانضغاطه.

وقد تبين أن الهواء غير المشبع ببخار الماء يبرد بمعدل 1°C لكل ١٠٠ متر أو 5.5°F لكل ١٠٠٠ قدم. ويستمر الهواء في إرتفاعه إلى أعلى، ويتعرض للبرودة التدريجية حتى تبدأ عملية التكاثف عندما تصل درجة حرارة الهواء إلى نقطة التجمد أو نقطة الندى. ويلاحظ أن الحرارة الكامنة المرتبطة بحدوث تكاثف بخار الماء Latent heat of condensation تنطلق في الهواء وتؤدي إلى إرتفاع درجة حرارته نسبياً ومن ثم تقلل من درجة تبريده. ويطلق تعبير «معدل التبريد الذاتي الرطب» Wet or pseudoadiabatic rate of cooling على تبريد الهواء بعد رفع درجة حرارته بفعل الحرارة الكامنة، وذلك تمييزاً له عن معدل تبريده قبل إنطلاق الحرارة الكامنة في بخار الماء «أي التبريد الذاتي الجاف» Dry or adiabatic rate of cooling. ففي حالة إنطلاق الحرارة الكامنة في الهواء بعد حدوث التكاثف يقل معدل درجة التبريد ويقدر إنخفاض درجة حرارة الهواء في هذه الحالة بمعدل 1°C لكل ١٠٠ متر أو 2.2°F لكل ١٠٠٠ قدم.

الفصل الحادى عشر

بعض مظاهر التكاثف فى الغلاف الجوى

يقصد بالتكاثف تحول بخار الماء الموجود فى الجو من حالته الغازية إلى جسم سائل أو صلب بحيث يمكن رؤيته بالعين المجردة وذلك مثل الندى والضباب والسحاب والمطر. ولا يتوقف حدوث عملية التكاثف على إنخفاض درجة حرارة الهواء إلى نقطة التجمد فقط ولكن أيضاً على مدى توافر نوايات التكاثف التى سبقت الإشارة إلى أهميتها من قبل. ويمكن القول بأنه إذا إنخفضت درجة حرارة الهواء إلى نقطة التجمد أو إلى نقطة الندى، وبالقرب من سطح الأرض فقد يتعرض بخار الماء الممثل من الهواء لعمليات التكاثف التى تتخذ عدة صور مختلفة منها الندى Dew والصقيع Frost والضباب Fogs بأنواعه المختلفة أما إذا إنخفضت درجة حرارة الهواء عند المستويات المرتفعة جداً من سطح الأرض (أكثر من ١٠٠٠ قدم) إلى أقل من نقطة الندى، فقد يتعرض بخار الماء الممثل فى الهواء لعمليات التكاثف التدريجية والفجائية وتتخذ مظاهر التكاثف عدة صور مختلفة منها البرد Hail والثلج Snow والسحب Clouds والمطر Rainfall ويستخدم المتيورولوجيون تعبير «النساقط» Precipitation ليدل على كل ما يسقط من أمطار وثلج وبرد بفعل تكاثف بخار الماء فى الجو (١)

a--Byers, H.R., "General Meteorology", Mc Graw-Hill, N.Y. (1959) 156-191. (١)
b-- Lockwood, J., "World Climatology", Norwich (1974).

(أولاً) بعض مظاهر التكاثف
فى الهواء القريب من سطح الأرض
(الندى والصقيع والضباب)

(أ) الندى: Dew

يشاهد الندى فى الصباح الباكر على شكل قطرات مائية متجمعة على أسوار الحدائق وفوق أسطح الأجسام المعدنية المعرضة للجو وعلى شكل قطرات من الماء فوق أوراق النباتات خاصة أثناء الليالى التى تخلو فيها السماء من السحب Cloudless Skies، والتى تهدأ فيها حركة الرياح. ويعزى إنخفاض درجة حرارة تلك الأجسام إلى إنخفاض درجة حرارة الهواء الملامس لها بفعل الإشعاع أثناء الليل إلى نقطة الندى (الصفر المئوى أو 32°F). وقد لا يكون للندى أى أهمية فى معظم المناطق الرطبة فى العالم أما بالنسبة للمناطق الحارة الجافة، فيساهم الندى فى سرعة نمو النباتات والأعشاب فى تلك المناطق. وقد يساهم تسيم البحر كذلك فى نقل قطرات مياه الندى لمسافات بعيدة داخل الأرض فى المناطق الحارة الجافة.

ويقاس الندى بنفس طرق قياس المطر. ويقدر متوسط سمك الندى الذى يتكون على سطح الأرض بنحو ٣٥ ملليمتر فى العام^(١). أما نقطة الندى Dew point فيقصد بها إنخفاض درجة حرارة الهواء إلى الصفر المئوى أو 32°F ، والتى يبدأ عندها بخار الماء فى التكاثف وتصل عندها الرطوبة النسبية إلى ١٠٠٪. وفى هذه الحالة يكثر الضغط الجزئى لبخار الماء يتساوى مع الضغط الناتج عن بخار الماء المشبع^(٢)، وتساوى الرطوبة النسبية فى هذه الحالة^(٢).

(١) محمود حامد محمد، للتكنولوجيا القاهرة (١٩٤٦) ص. ٢٢٧.

(٢) د. محمود عبد الوهاب، د. الوهيدى فراج الوهيدى «مبادئ البصريات الطبيعية والصوتيات والحرارة» كلية العلوم - جامعة الإسكندرية (١٩٧٩) ص. ٣٩.

$$= \frac{\text{ضغط بخار الماء المشبع عند نقطة الندى}}{\text{ضغط بخار الماء المشبع عند درجة حرارة الجو}} \times 100$$

(ب) الصقيع: Frost

الصقيع يشبه الندى من حيث أوقات ومواقع تكونه إلا أنه يختلف عنه في التكوين حيث يتألف من بلورات صغيرة من الثلج، ويعزى ذلك إلى انخفاض درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض في هذه الحالة إلى أقل من الصفر المئوي، وغالباً ما يكون هذا الانخفاض، إنخفاضاً فجائياً بحيث تتجمد بسببه الغازات الجوية الملامسة لسطح الأجسام المعدنية والقريبة من سطح الأرض تجمداً مباشراً وهو ما يسمى بعملية التسام Sublimation

وعند حساب المتيورولوجي لعدد أيام حدوث الصقيع فليس من الضروري أن يشاهد البلورات الثلجية نفسها، بل يعتبر اليوم يوماً من أيام الصقيع إذا ما انخفضت درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض أثناء الصباح الباكر منه إلى أقل من درجة الندى (أقل من الصفر المئوي). وإذا كان حدوث الندى يفيد نمو النباتات وخاصة تلك في الصحارى الحارة الجافة فإن حدوث الصقيع يؤدي إلى إتلاف النباتات خاصة عند بداية نموها. وقد ينجم عنه حدوث أضرار بالغة بمزارع الأشجار المثمرة والحدائق، ويضطر الزراع إلى إشعال مواقد خاصة تصف بين الأشجار المنزوعة لتدفئتها ليلاً، ولتجنب أخطار حدوث الصقيع. وبخلاف الندى الذي يزول أثره إذا كانت الرياح شديدة، فإن الصقيع تقل أخطاره إذا كان الهواء ساكناً، وتزداد أضراره إذا كانت سرعة الرياح شديدة.

(ج) الضباب: Fog

يعد الضباب هو الآخر مظهراً من مظاهر تكاثف بخار الماء في الهواء القريب من سطح الأرض. والضباب ما هو إلا ذرات مائية خفيفة الوزن

تتطير في الهواء ويزداد ثقلها مع إقترابها من سطح الأرض. ولا تختلف مكونات الضباب عن مكونات السحب المنخفضة الطبقيّة Low Stratus إلا أنه يقع قريباً من سطح الأرض. وتقل فيه الرؤية عن ١ كم أو أقل، أما إذا كانت الرؤية أكثر من ١ كم فيعرف بخار الماء المتكون في الهواء في هذه الحالة باسم الضبابية Mist، وفي هذه الحالة الأخيرة سرعان ما تنقشع عند سطوع الشمس في الصباح الباكر^(١). وعلى ذلك فإن قياس الضباب يجري عن طريق قياس مدى الرؤية السائدة في المنطقة Prevailing Visibility. ولتقدير مدى الرؤية في الممرات الرئيسية بالمطارات الجوية يستخدم جهاز يعرف باسم ترانسميسوميتر Transmissometer لقياس سرعة انتقال الضوء Transmission of light على طول ممر ثابت. وقد تتأثر الرؤية في هذه الحالة بكل ما يتعلق في الهواء من أتربة ودخان وبخار ماء.

ونظراً لخطورة حدوث الضباب على سلامة حركة الطيران والنقل البري، فقد وضع العلماء مقياساً دولياً للضباب (يقيس من صفر إلى ٩) ويعتمد هذا المقياس على المشاهدة بالعين المجردة تبعاً لأقصى مسافة يمكن للعين رؤية معالم الأشياء عندها في وضوح^(٢) ويتلخص مقياس الضباب في الجدول الآتي

a-- Trewartha, G T., "An Introduction to Climate". N.Y (1954) P 120-125. (١)
b-- Howard, J. Critchfield, "General Climatology" Prentice Hall, N.J. (1966) P.56-59.

(٢) محمود حامد محمد، المتيورولوجية، القاهرة (١٩٤٦) ص ٢٣٦.

نوع الضباب	رقمه الدولي	أقصى سرعة ترى فيها الأشياء بوضوح
ضباب عاتم	٠	٥٠ متراً
ضباب كثيف	١	٢٠٠ متراً
مشاهدة رديئة جداً	٢	٥٠٠ متراً
مشاهدة رديئة	٣	١ كيلو متر
شايورة (عجاج)	٤	٢ كيلو متر
مشاهدة ضعيفة	٥	٤ كيلو مترات
مشاهدة معتدلة	٦	١٠ كيلو مترات
مشاهدة واضحة	٧	٢٠ كيلو متراً
مشاهدة جلية جداً	٨	٥٠ كيلو متراً
صفاء نادر	٩	أكثر من ٥٠ كيلو متراً

وأثناء حدوث الضباب الكثيف Thick Fog قد ينتج عنه تجمع قطرات من الماء فوق أسطح الأجسام الصلبة المعدنية مثل الندى إلا أن قطرات الضباب في هذه الحالة تكون كبيرة الحجم نسبياً Fog drip. وعند تعرض الضباب لأشعة الشمس القوية يتطاير في الجو ويتحول إلى بخار خفيف الوزن يصعد إلى أعالي الجو.

ولا يتطلب حدوث الضباب ضرورة استمرار عمليات صعود الهواء إلى أعلى Ascent and rising air بل يحتاج إلى عوامل تؤدي إلى التبريد Cooling processes وإنخفاض درجة حرارة الهواء القريب من سطح الأرض إلى أقل من نقطة الندى. على ذلك فإن أهم العوامل التي تساعد على حدوث الضباب تتمثل في ضرورة إرتفاع الرطوبة النسبية في الهواء القريب من سطح الأرض، وفي وفرة نوايات التكاثف، وقلّة السحب، وصفاء الجو حتى لا يتبدد الإشعاع الأرضي أثناء الليل، وفي إستقرار الهواء وهدوء الرياح.

وقد قسم الأستاذ ويليت Willett^(١) الضباب إلى مجموعتين رئيسيتين على أساس إختلاف العوامل التي تؤدي إلى إنخفاض درجة حرارة الهواء القريب من سطح الأرض الى ما دون نقطة الندى. ورجع الأستاذ تريوارثا هذا التقسيم وأدخل عليه بعض التعديلات البسيطة^(٢). ووفقاً لهذا التقسيم فإن الضباب ينقسم إلى مجموعتين رئيسيتين هما:

١- ضباب الكتل الهوائية: Air mass Fogs

ويشمل:

أ- ضباب الإشعاع Radiation types

ب- ضباب الأسطح الباردة والتأفق الهوائى Advection, - radiation types

٢- ضباب الجبهات Frontal Fogs

أما الأستاذ هوارد كريتشفيلد^(٣) Critchfield, 1966 فقد إقترح تقسيماً جامعاً لأنواع الضباب المختلفة، وإعتمد هذا التقسيم على أساس العوامل التي تؤثر فى عمليات تشبع الهواء ببخار الماء وفى سرعة التبخر والعوامل التي تؤثر فى برودة الهواء القريب من سطح الأرض، وتتلخص أنواع الضباب بحسب تقسيم هذا الباحث فى مجموعتين رئيسيتين هما:

أولاً: الضباب الناتج بفعل التبخر: Fogs resulting from Evaporation

ويشمل:

١- ضباب البخار Steam fog

٢- ضباب الجبهات Frontal Fog

(١) Willett, W.C., "Fog and Haze...", Monthly Weather Rev. Vol. 56 (1928), 435- 467.
(٢) Trewartha, G.T., "An Introduction to Climate". Mc Graw-Hill, N.Y. (1954) P.120.
(٣) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall N.J. (1966) P.57.

ثانياً: الضباب الناتج بفعل تبريد الهواء: Fogs resulting from Cooling

ويشمل:

١- ضباب الإشعاع أو الضباب الأرضي Radiation or ground Fog

٢- ضباب التآفق الهوائي فوق الأسطح الباردة. Advection Fog

٣- ضباب المنحدرات الجبلية العليا. Upslope Fog

٤- ضباب مختلط النشأة. Mixing Fog

٥- ضباب الضغط الجوي. Barometric Fog

وحيث إن هذا التقسيم يعد تقسيماً جامعاً لمعظم أنواع الضباب ونظراً لبساطته، سنتبعه في دراستنا للضباب وأنواعه.

(أولاً) الضباب الناتج بفعل التبخر

١ ضباب البخار Steam Fog

يحدث هذا النوع من الضباب عندما يتعرض هواء بارد نسبياً لفعل التبخر، حيث يتشبع الهواء ببخار الماء وترتفع الرطوبة النسبية ويتعرض بخار الماء للتكاثف ويتكون الضباب وقد يحدث صباب البخار أحياناً في المناطق المدارية الرطبة فبعد سقوط الأمطار أثناء عواصف الرعد والبرق في العروض المدارية، يبرد الهواء الملامس لسطح الأرض في نفس الوقت الذي يسمر فيه تبخر الماء عن طريق التربة والمسطحات المائية والنتج من النباتات ومن ثم يصعد بخار الماء إلى أعلى ويتجمد عند الهواء البارد والذي يساعده على التكاثف وتكوين ضباب البخار. ويعد هذا النوع من الضباب أكثر شيوعاً فوق المسطحات المائية المعتدلة والعليا ويعرف هنا باسم الدخان القطبي Arctic Smoke وعند حدوده فوق أسطح مياه المحيطات فيعرف باسم دخان البحر Sea Smoke. ويتكون ضباب بخار الماء في العروض العليا عندما يتأثر الهواء البارد المتجمع فوق المسطحات الجليدية والأراضي شبه المتجمدة Frozen grounds, tjaels بهواء دافئ

نسبياً كثيراً من مناطق أخرى متجاورة، وينتج عن ذلك إنخفاض درجة حرارة الهواء الدافئ إلى ما تحت نقطة الندى وحدوث التكاثف على شكل ضباب قريب من سطح الأرض.

أما ضباب أو دخان البحر Sea Smoke، فإن من أهم العوامل التي تؤدي إلى تكوينه مرور هواء أو كتلة هوائية باردة فوق مياه البحر التي يلامسها هواء دافئ نسبياً. ويتكون مثل هذا النوع من الضباب في شرق القارات بالعروض المدارية خلال فصل الشتاء، كما هو الحال على طول أجزاء من سواحل جنوب شرق الولايات المتحدة الأمريكية وجنوب شرق الصين الشعبية. فخلال فصل الشتاء يخرج الهواء البارد من القارات متجهاً إلى البحر المجاور، ويمر فوق التيارات البحرية الدافئة (تيار الخليج الدافئ و تيار كورسيفو الدافئ) والذي يتجمع فوقها هواء دافئ نسبياً. وينتج عن ذلك إنخفاض درجة حرارة الهواء الدافئ الملامس للأسطح التيارات البحرية التي ما تحت نقطة الندى وحدوث التكاثف على شكل ضباب أو دخان كثيف^(١).

٢- ضباب الجبهات: Frontal Fog

يرتبط هذا النوع من الضباب مع مناطق تكوين الجبهات عند تقابل كتل هوائية غير متجانسة الخصائص الطبيعية، ومن ثم قد يحدث هذا الضباب في المناطق المدارية وكذلك في المناطق المعتدلة الباردة. وأهم ما يؤدي إلى تكوين هذا النوع من الضباب ما يلي:

١- الصعود الجبري للهواء Forced ascent فوق مناطق تجمع الهواء
Convergence.

ب- تشبع طبقة هوائية باردة بفعل الأمطار الساقطة من طبقة هوائية أخرى تقع فوقها وأدفاً منها.

ولا توجد اختلافات جوهرية بين كل من ضباب الجبهات الباردة

(١) محمود حامد محمد «المeteorولوجية القاهرة (١٩٤٦) ص. ٢٣٤.

وضباب الجبهات الدفيئة، ذلك لأن العامل الرئيسي في تكوين هذا النوع من الضباب هو تبريد الهواء وإنخفاض درجة حرارته نتيجة لتقابل تيارات هوائية مختلفة الخصائص الطبيعية، إلا أن ضباب الجبهات الدفيئة يعد أكثر شيوعاً من النوع الآخر.

(ثانياً) الضباب الناتج بفعل تبريد الهواء

١- الضباب الأرضي أو ضباب الإشعاع: Radiation or Ground Fog

يعد هذا النوع من الضباب أكثر أنواعه شيوعاً فوق سطح الأرض، وينتج بصورة مباشرة تبعاً لفقدان سطح الأرض حرارته بالإشعاع ومن ثم يبرد الهواء الذي يعلو سطح الأرض بفعل التوصيل الحراري Conduction ويزداد تكوين ضباب الإشعاع في حالتين هما^(١):

١ - عندما يقع الهواء تحت غطاء من السحب، ويحبذ سقوط قطرات من المطر فوقه. وذلك قبل حدوث ضباب الإشعاع بيوم واحد.

ب - عندما يتعرض الهواء الملامس لأسطح البحيرات للبرودة الشديدة ثم يتجمع في منخفضات الأحواض النهرية تبعاً لثقله

وقد يحدث ضباب الإشعاع أثناء الليل بمساعدة عدة عوامل منها:

١ حدوث إنقلاب حراري عند سطح الأرض inversion temperaturc

ب- عندما تكون حركة الهواء طفيفة Slight وينبغي ألا يكون الهواء ساكناً تماماً.

ج- خلو السماء من السحب، حيث تعمل السحب على امتصاص كمية كبيرة من الإشعاع الأرضي وتعكسها مرة أخرى إلى سطح الأرض (الذي يمتص هو الآخر معظمها) ويقلل ذلك من فقدان الأرض لحرارتها.

Trewartha, G.T., "An Introduction to Climate", N.Y. (1954) P.120.

(١)

وتساعد الجاذبية الأرضية Gravitation تكوين ضباب الإشعاع، ومن ثم يتركز هذا النوع من الضباب -كما سبقت الإشارة من قبل- في الأحواض والأودية النهرية حيث يتجمع هنا الهواء البارد الأثقل وزناً. هذا ويلاحظ أن ضباب الإشعاع يتميز بحدوثه خلال وقت قصير حيث يمتد من نهاية الليل حتى بداية ظهور قرص الشمس.

وينتمى ضباب المدن Town Fog إلى نوع ضباب الإشعاع، فعندما يفقد سطح الأرض (حول المدن الكبيرة الحجم) جزءاً من حرارته بفعل الإشعاع، ويبرد الهواء الملامس لسطح الأرض أثناء الليل والصباح الباكر يتكاثف الهواء البارد حول نوايات التكاثف التي تتمثل في الشوائب والغبار والرماد ودخان المصانع المنتشرة في هواء هذه المدن ومن أمثلة ذلك ضباب مدينة لندن London Fog الذي يتميز بزيادة كثافته وثقله ويلوبه الباهت. وضباب المدن الصناعية الأخرى مثل شيفيلد وبرمنجهام في إنجلترا، وترتفع نسبة ثاني أكسيد الكربون وأكسيد الكبريت بهذا الهواء الملوث وكذلك ضباب المدن الصناعية الكبرى في الولايات المتحدة الأمريكية مثل بيتزبرج ودينرويت وكليفلاند

ويتميز ضباب المدن الصناعية بتلوثه الشديد بالأتربة والرماد وترتفع فيه نسبة أول أكسيد الكربون وثاني أكسيد الكبريت وكذلك حامض الكبريتيك الذي إذا ما ارتفعت نسبته في الضباب يؤدي إلى هلاك أعداد كبيرة من البشر كما حدث في ضباب لندن الدخاني الملوث London Smog في عام ١٩٥٢ والذي راح ضحيته أكثر من ٤٠٠٠ نسمة كما ترتفع نسبة بخار الماء في هذا النوع من الضباب وقد تصل الرطوبة النسبية فيه إلى ٩٠٪ / ويحمل هواء الضباب هنا قطرات كبيرة الحجم من الماء تنسقط على الأرض على شكل قطرات متفرقة من المطر ويحتلف لون هذا الضباب بحسب نوع المواد الشائبة والعالقة في الهواء، ويمكن القول إن هواء المدن الصناعية شديد التلوث بما تفقده مداخل المصانع من غازات مختلفة في الهواء. ويطلق على هذا الضباب الملوث Dirty Fogs اسم

الضباب الدخاني الأسود Smog.

ويتألف التركيب العام لهذا النوع من الضباب فوق المدن الصناعية مما يلي^(١):

المواد	الوزن (طن / كم ^٢)
هواء جاف	٥٠
مياه	٤٥
بخار ماء	١٧
دخان وأتربة	١
ثاني أكسيد الكربون	٠.١
غازات وأحماض متنوعة	١

وينتمي صباب الانقلاب العالى High inversion Fog إلى هذا النوع من الضباب، حيث تتميز الطبقة الهوائية التي يحدث فيها الضباب بوقوعها عند ارتفاعات تتراوح من ٤ إلى ٢٠ قدم من سطح الأرض وكثيراً ما تتميز بزيادة سمكها وتكون أثناء النهار سحب طبقية منخفضة Low Stratus Clouds أو بمعنى آخر صباب مرتفع High Fog، أما أثناء الليل فتتهبط هذه السحب الطبقة المنخفضة وينضغط الهواء، ويتكون الضباب الكثيف الذي يلامس منحدرات المناطق الجبلية، ويعزى تكوين هذا النوع من الضباب إلى تجمع الحرارة المفقودة الصافية بفعل الإشعاع Cumulative net loss heat by radiation

٢- ضباب التآقي الهوائي فوق الأسطح الباردة: Advection Fog

يتكون هذا النوع من الضباب بسبب الانتقال الأفقى للهواء الدافئ

(١) Sverre, Petterssen, "Introduction to meteorology" Mc Graw-Hill. (1969) P.137

الرطب إلى أسطح باردة وخاصة فوق المسطحات المائية الباردة (سواء فوق البحار أو المحيطات أو البحيرات الكبرى). ويعزى السبب الرئيسى فى تكوين ضباب الأسطح الباردة إلى فقدان هذه الأسطح لحرارتها بفعل الإشعاع وإلى الاختلاف الأفقى فى درجات حرارة الهواء المتجاور. وعلى ذلك فإن هذا النوع من الضباب يكون تكوينه واضحاً فوق أسطح اليابسة خلال فصل الشتاء، وفوق المسطحات المائية خلال فصل الصيف. ويتكرر حدوث هذا الضباب فوق منطقة البحيرات الكبرى الأمريكية، وقد يغطى الضباب هنا منطقة واسعة من سطح الأرض يصل نصف قطرها إلى نحو ٢٠٠ ميل خلال فصل الشتاء وإلى نحو ١٥٠ ميل خلال فصل الصيف. ويضع الأستاذ تريوارثا ضباب البحر، الذى سبق الحديث عنه من قبل ضمن نوع ضباب التافق الهوائى^(١).

وفى العروض الوسطى (فى نصف الكرة الشمالى) عندما ينساب هواء مدارى حار رطب نحو الشمال، ويمر بأسطح باردة نسبياً سواء أكانت فوق اليابسة أو فوق المسطحات المائية، وقد يتعرض هذا الهواء للبرودة والتكاثف وقد يظهر على شكل ضباب يغطى مساحات واسعة جداً من سطح الأرض تبعاً لتسرع الهائل للهواء المدارى الحار الرطب الذى يتحرك نحو الشمال. ويحدث مثل هذا النوع من الضباب بكثرة فوق القسم الأوسط من البرارى الأمريكية خلال فصل الشتاء.

٣- ضباب المنحدرات الجبلية العليا Upslope Fog

يتكون هذا النوع من الضباب نتيجة لصعود الهواء الرطب أعالي المنحدرات الجبلية (أى الصعود التضاريسى Orographic ascension) التى تواجه تقدمه، ويضطر الهواء صعود القمم الجبلية ويتعرض هنا للتبريد الذاتى Adiabatic Cooling، ويتكاثف بخار الماء على شكل ضباب يغطى القمم الجبلية والمنحدرات العليا للمرتفعات. وإذا كان صعود الهواء يحدث بسرعة أو تعرض لاضطرابات جوية، فقد تتكون السحب الطباقية

Trewartha, G.T "An Introduction to Climate". N.Y (1954) P.122

(١)

المخفضة Low Stratus Clouds، وينتشر ضباب المنحدرات الجبلية العليا فوق منحدرات مرتفعات الروكى، حيث تختفى معالم هذه المنحدرات داخل الضباب الجبلى الكثيف. كما يحدث هذا النوع من الضباب بكثرة فى ولاية وايومنج وعلى سفوح مرتفعات شايان، بالولايات المتحدة الأمريكية، ومن ثم يعرف محلياً هنا باسم (ضباب شايان) Cheyenne Fog.

٤ - الضباب المخلط النشأة: Mixing Fog

يتكون هذا النوع من الضباب بفعل عدة عوامل مختلفة، تساعد كلها مجتمعة على حدوثه. على سبيل المثال عندما يمتزج هواء دافئ رطب بأخر بارد رطب (بسبب أية عوامل) فقد ينتج عن إلتقائهما إنخفاض درجة حرارة الهواء إلى ما دون نقطة الندى، وحدث التكاثف وتكوين الضباب، وقد يساهم هنا تأثير حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض كعامل ثالث إضافى فى تكوين هذا النوع من الضباب المخلط النشأة

٥ - ضباب الضغط الجوى. Barometric Fog

يعد هذا النوع من الضباب نادر الحدوث، ويعزى تكوينه إلى التوريع الجغرافى العام للضغط الجوى فوق منطقة تتعرض طبقات الهواء الرطب الملامس لسطح الأرض عندها إلى إنخفاض فى مقدار الضغط الجوى لأى سبب ما وينتج عن ذلك حدوث تبريد ذاتى، للهواء ربما يؤدي بدوره إلى حدوث التكاثف وتكوين الضباب ويحدث هذا النوع من الضباب فى الأحواض والأودية النهرية التى يتجمع فيها هواء شبه ثابت غير متجدد^(١).

وعند دراسة التوريع الجغرافى لأيام حدوث الضباب فوق سطح الأرض يتبين أن الضباب يزداد حدوثه فوق المحيطات الكبرى والمسطحات المائية الساحلية أكثر من حدوثه فوق اليابسة. وتتمثل أهم المناطق تائراً بحدوث الضباب بأنواعه المختلفة فى الساحل الأوسط لشبلى وفى القسم الأوسط من الساحل الغربى للولايات المتحدة الأمريكية، وعلى طول

Howard, J. Critchfield, "General Climatology". N.J. (1966) P.59.

(١)

إلى الساحل الشمالي الشرقي لأمريكا الشمالية حيث يتراوح عدد الأيام التي يحدث فيها الضباب من ٦٠ إلى ٨٠ يوماً في السنة. ويلى ذلك سواحل شمال غرب أوروبا وسواحل مدغشقر وساحل جنوب غرب إفريقيا وساحل شمال شرق آسيا حيث يتراوح عدد الأيام التي يحدث فيها الضباب من ٤٠ إلى ٦٠ يوماً في السنة^(١). وأقل مناطق سطح الأرض تأثراً بحدوث الضباب هي تلك التي تتمثل في القسم الداخلى من قارة اسيا، وقارة إفريقيا وغرب أستراليا حيث يتراوح عدد الأيام التي يحدث فيها الضباب هنا من ٥ إلى ٢٠ يوماً في السنة (شكل ٦١).

(ثانياً) بعض مظاهر التكاثف في الهواء المرتفع عن سطح الأرض (البرد والثلج والسحب والأمطار)

عندما يزداد بخار الماء في الهواء المرتفع عن سطح الأرض ويصل إلى درجة التشبع (أي الرطوبة النسبية ١٠٠٪) يتعرض هذا الهواء المرتفع لعمليات التكاثف Condensation. وقد يتجمد بخار الماء مباشرة إلى ثلج دون إنتقاله إلى الحالة السائلة بفعل التسام Sublimation وينتج عن ذلك تكوين عدة ظاهرات جوية منها البرد Hails والثلج Snow والسحب Clouds والأمطار Rainfalls. ويلاحظ أن كلاً من البرد والثلج والأمطار يمكن أن تسقط على سطح الأرض ويطلق على سقوطها مجتمعة تعبير «التساقط Precipitation». وإذا كانت السحب لا تسقط على سطح الأرض إلا أن الرطوبة الممتلئة فيها تعد من أهم مصادر التساقط بأنواعه المختلفة^(٢).

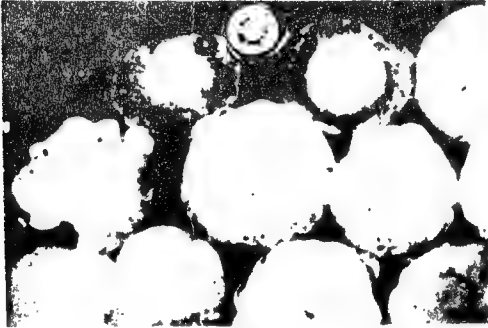
(١) Trewartha, G.T., "An Introduction to Climate", N.Y. (1954) P.123.
(٢) Riehl, H., "Introduction to the atmosphere", Mc Graw-Hill, N.Y. (1972) P.92



(شكل ٦١) المتوسط السنوي لعدد أيام حدوث الضباب في العالم

١- البَرَد: definition

يتكون البَرَد من حبات مستديرة من الثلج Lumps of ice وتتألف الحبة الواحدة من عدة طبقات ثلجية متراكبة بعضها فوق البعض الآخر مثل تركيب البصلة. ولا يظهر ثلج البَرَد بالصورة المألوفة عن الثلج أى على شكل القطن المنذوف بل يكون هنا شديد التجمد وعلى شكل حبات ثلجية مستديرة صلبة ويطلق عليه إسم «حجر البَرَد» Hail Stones، ويختلف قطر حبة البَرَد من ٠.٢ إلى ٢ بوصة (٠.٥ إلى ٥ سم) وينتج عن سقوطه أضرار بالغة للمحاصيل الزراعية (لوحه ٢١ ب).



(لوحه ٢١ ب) حبات من البَرَد كبير الحجم

(لاحظ تركيبها الطبقي البصلى الشكل)

وترتبط نشأة البَرَد بحركة التيارات الهوائية الصاعدة وبالمناطق التي تتعرض لصعود الهواء بشدة جداً^(١) Extremely strong updrafts of air ومن ثم يزداد حدوث البَرَد فى مناطق تكوين سحب المزن الركامى

(١) Strahler, A.N., " Introduction to physical geography", Clumbia Univ. Press (١) (1969) P.98.

Cumulonimbus Cloud فعند صعود الهواء الرطب إلى أعلى يتعرض بخار الماء للبرودة والتكاثف وقد تتكون بلورات ثلجية صغيرة الحجم عند أعالي سحب المزن الركامى فى حين يحدث التكاثف على شكل قطرات من الماء بالقسم الأوسط من هذه السحب^(١). وعند سقوط بلورات الثلج من أعالي سحب المزن الركامى تمر بالقسم الأوسط من هذه السحابة وتصطبغ البلورات الثلجية بقطرات الماء المبردة. وتتجمع هذه القطرات المائية فوق البلورات الثلجية وتعمل الأخيرة على تجمدها إلى الأجراس (والتي يهزجها أهل) وتبدو فى النهاية على شكل كرات ثلجية بصلية التركيب. من نواة ثلجية شديدة التجمد وتغطيها عدة طبقات من الشايخ الذي يتساقط ويتجمد بعضها فوق البعض الآخر.

ويقل حجم حبات البرد الثلجية أثناء نزولها من أعلى إلى أسفل (تبعاً لتعرضها للهواء الدافى نسبياً)، إلا أن حبات البرد التى تنجح فى الوصول إلى سطح الأرض قد تكون كبيرة الحجم وتصل حجم الواحدة منها إلى ما يشبه حجم البيضة الصغيرة، وفى هذه الحالة يكون البرد شديد الخطورة على نمو النباتات ويسبب إتلاف المحاصيل المنزرعة وفى كسر زجاج نوافذ المنازل. وعلى ذلك لا يتكون البرد فى المناطق القطبية حيث إن هذه المناطق لا تتعرض للتيارات الهوائية الصاعدة. كما لا يحدث البرد كذلك فى المناطق الإستوائية (على الرغم من عظم صعود الهواء الرطب الدافى فى هذه المناطق) ذلك لأن حبات البرد هنا تتكون عند ارتفاعات عالية جداً من سطح الأرض (فيما بين ٢٠ إلى ٤٠ ألف قدم) وأثناء نزول حبات البرد إلى أسفل تنصهر بالتدريج وتلاشى نهائياً قبل وصولها إلى سطح الأرض، وهنا يفقد البرد حالته الصلبة ويتحول بالتدريج إلى مطر.

(١) - محمود حامد محمد والتهورولوجية، القاهرة (١٩٤٦) ص ٢٥٤.

ب- د. عبد العزيز طريح شرف، الجغرافيا المناخية والنباتية، الإسكندرية - الطبعة الثالثة (١٩٦١) ص ١٦٨ (الطبعة الأولى ١٩٥٦).

ج- د. فهمى هلالى أبو العطا، الطقس والمناخ، الإسكندرية (١٩٧٠) ص ٢٠٩.

٢- الثلج: Snow

يعد الثلج «ظهراً من مظاهر التكاثف نتيجة لتجمد بخار الماء في طبقات الجو العليا، وظهوره على شكل جسم صلب solid، ولا يحدث ذلك إلا إذا انخفضت درجة حرارة الهواء إلى أقل من درجة التجمد. ويمكن للثلج أن يتكون إذا ما تعرض رزاز الماء في السحب للتجمد كما قد يتكون الثلج بصورة مباشرة عن طريق عملية التسام Sublimation. وقد تختلط بلورات الثلج أحياناً بماء المطر، أو قد تتعرض قطرات المطر عند سقوطها في المناطق الباردة إلى التجمد، ويطلق على الثلج أو المطر المتجمد جزئياً اسم «قطقط»^(١) Steel

ويتكون الثلج عند بداية سقوطه على سطح الأرض من قشور هشة خفيفة الوزن. وتتطاير في الجو كالحقن المتدوف. ولكن عند تجمع الثلج بعضه فوق البعض الآخر يتعرض بدوره للانضغاط، ويتماسك بشدة ويصبح شديد الصلابة وتبدو أسطحه كأسطح الزجاج وهذا يعرف باسم جليد Ice^(٢) خاصة إذا لم يتعرض الثلج للذوبان (الإنصهار).

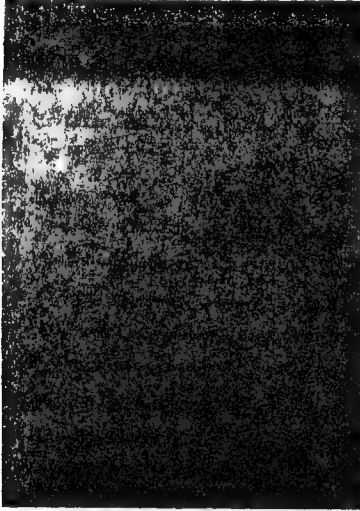
ويتركب الثلج من بلورات سداسية الأوجه ومسطحة أو مبططة الشكل، ومع ذلك فإن لها أشكال هندسية متعددة رائعة^(٣) لوحة (٢٢) وتتألف قشرة الثلج الصغيرة المبططة من مئات من البلورات الثلجية التي يلتحم بعضها ببعض الآخر عن طريق المياه الرقيقة التي تقع فيما بين هذه البلورات. وحيث إن الهواء البارد ثقل فيه الرطوبة فإن الثلج المتساقط بشدة Heavy Snow Falls يرتبط هو الآخر بانخفاض الهواء القريب نسبياً من سطح الأرض، إلى ما دون نقطة الندى. وعلى ذلك فإن تساقط قشور الثلج الكبيرة الحجم الرطبة تحدث عادة في المناطق المعتدلة بل وفوق القمم

(١) Trewartha, G.T "An Introduction to Climate", N.Y (1954)P.136.

(٢) ومن ثم سمي العصر الذي تجمع فيه الجليد على سطح الأرض دون أن يتعرض قسم كبير "للإنصهار باسم العصر الجليدي Ice Age ويتفادى الإنسان السهول فوق أسطح الجليد الزجاجية المظهر حتى يتجنب الإنزلاق والسقوط على سطح الأرض.

(٣) يمكن مشاهدة أشكال البلورات الثلجية المتنوعة عند فحص قشور الثلج تحت عدسة مكبرة.

الجبليّة العاليّة (كما هو الحال فوق مرتفعات إبنان، ومرتفعات أطلس التل في الجزائر ومرتفعات المغرب) في المناطق شبه المداريّة. أمّا الثلج الذي يسقط على شكل قشور صلبة شديدة التجمد فهذا يقتصر حدوثه في المناطق القطبيّة وشبه القطبيّة والباردة.



(لوحة ٢٢) نماذج مختلفة الأشكال للبلورات الثلجيّة

وإذا تكون الثلج عند إرتفاعات عالية وكانت درجة حرارة الهواء القريب من سطح الأرض أعلى من نقطة الندى (الصففر المثلوى) فإن هذا الثلج يتعرض للإنصهار أثناء سقوطه من أعلى إلى أسفل وربما يذوب لو ينصهر قبل أن يصل إلى سطح الأرض بصورته المتجمدة الأصليّة، وإنما يصل إليه على شكل قطرات من المطر. ولذلك فإن كمية كبيرة من الأمطار

الساقطة في العروض المدارية كانت عبارة عن بلورات ثلجية في طبقات الجو العليا وذلك قبل سقوطها على سطح الأرض. وعلى ذلك فإن الثلج يزداد تساقطه في المناطق الباردة وتلك التي ينخفض فيها المتوسط الشهري لدرجة الحرارة عن ٢٧° ف (أقل من نقطة الندى)^(١).

أما خط الثلج الدائم Snow-Line فهو الحد الذي لا ينصهر عنده الثلج طوال أيام السنة (أي الحد الأدنى للمجم الجبلية الثلجية الدائمة Ice Capes) ويختلف ارتفاع خط الثلج الدائم من مكان إلى آخر تبعاً لبعده دوائر العرض المختلفة عن الدائرة الإستوائية. ويلاحظ أن خط الثلج الدائم يقع عند مستويات يتناقص منسوبها في اتجاه القطبين. ويتمثل خط الثلج الدائم في النرويج عند دائرة عرض ٦٨° شمالاً على ارتفاع ٣٥٠٠ قدم، بينما يوجد هذا الخط فوق جبل كليمنجارو Kilimanjaro (عند دائرة عرض ٤° جنوب خط الإستواء، بشرق إفريقيا) على ارتفاع ١٨٤٠٠ قدم. ولا يتوقف ارتفاع خط الثلج الدائم على مدى الاختلاف في ارتفاع المكان وموقعه فقط بل كذلك على مدى ما يسقط من ثلج فوق هذا المكان أثناء الفصل الشتوي، وبحيث أن لا يتعرض هذا الثلج أو القسم الأكبر منه للانصهار خلال الفصل الصيفي الدافئ.

وقد ينتج عن تساقط الثلج بشدة وباستمرار (خاصة في المناطق الباردة التي تقل فيها درجة الحرارة عن الصفر المئوي) إلى تجمعه على سطح الأرض وفوق أغصان الأشجار، وكذلك فوق الأسلاك الكهربائية وأعمدة وأسلاك التلغراف مما يؤدي إلى حدوث الكثير من الأضرار في المنشآت العمرانية المختلفة كما حدث ذلك أثناء العاصفة الثلجية التي تعرضت لها شرق ولاية نيويورك في يناير سنة ١٩٤٣. ويضطر المسئولون في مثل هذه المناطق إلى غرس أسوار من أغصان الأشجار والأخشاب على طول الطرق البرية الرئيسية في الاتجاه المواجه لحدوث الثلج وتساقطه وذلك

(١) Strabler, A.N., "Introduction to Physical geography". Wiley, Clumbia Univ. (١) Press (1969)P.99

لحماية هذه الطرق من تراكم الثلج فوقها وإغلاقها أمام حركة النقل البرى. كما قد يتسبب تساقط الثلج وتجمعه فوق أجنحة الطائرات فى حدوث بعض الأضرار التى قد تعوق الملاحة الجوية. ومن ثم تزود الطائرات الحديثة بوسائل يمكن عن طريقها إزاحة الثلج المتجمع فوق أجنحة الطائرة أولاً بأول، وتفضل الطائرات أن تحلق فوق السحب الكثيفة الحاملة للبلورات الثلجية لتفادى أخطار الثلج.

• ويقاس الثلج بعد تجمعه وإنصهاره ويصبح ماء. وتحسب كمية المياه المنصهرة من الثلج بنفس طريقة حساب كمية مياه المطر. ولكن يمكن القول بصورة عامة، بأن كل قدم واحد من الثلج يعادل بوصة واحدة من المطر، هذا على الرغم من أن النسبة بين الثلج والمطر تعادل ٥ : ١ ولكن قد تصل هذه النسبة أحياناً إلى ٥٠ : ١ وذلك تبعاً للكثافة الفعلية للثلج المتساقط.

٣- السحب: Clouds

تعد السحب المصدر الرئيسى لبحار الماء اللازم لعمليات التكاثف التى تحدث خاصة فى الهواء العلوى، كما أنها تنظم عمليات سقوط الإشعاع الشمسى عند نفاذه إلى سطح الأرض. وتعد السحب من تشتت الإشعاع الأرضى وإنشاره إلى أعلى، وتحفظه إلى أسفل منها ليرفع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض كما تعد السحب بالنسبة للمراصد الجوية مؤشراً هاماً لحالات الطقس المتغير Indicators of weather condition. والسحب مظهر من مظاهر التكاثف التى تحدث فى الهواء الصاعد المحمل ببخار الماء إلى أعلى فى طبقات الجو العليا، وإن كان بعض أنواع السحب تتكون بالقرب من سطح الأرض وذلك مثل مجموعة السحب الطباقية المنخفضة Low Stratus. ويمكن تشبيه مكونات السحب بمجموعاتها المختلفة بمكونات الضباب الكثيف. إلا أنها تتكون أساساً فى طبقات الجو العليا (١).

Douglas, A.C., "Clouds reading for pilots" London, (1946) P.27.

(١)

ويلاحظ أن السحب التى تتكون بفعل صعود الهواء إلى أعلى بسرعة، تنمو رأسياً وتتمدد إلى أعلى وتبدو منفوشة المظهر puffy appearance، فى حين أن تلك السحب التى تتكون بفعل صعود الهواء إلى أعلى ببطء، أو تبعاً لتبريد الهواء فيغلب عليها الانتشار فى شكل طبقات layers. وتتركب السحب من الهواء المشبع ببخار الماء والذي تعرض بدوره لعمليات التكاثف Condensation والتسام Sublimation وتتكون من قطرات صغيرة الحجم من المياه ومن بلورات خفيفة من الثلج. كما أن كلا من مجموعات السحب المختلفة لا تستقر فى مواقع نشأتها بل قد تتحرك كل منها إما رأسياً من أعلى إلى أسفل أو العكس. وإما أفقياً من مكان إلى آخر فى الغلاف الجوى وذلك بفعل التغيرات الحرارية التى تتعرض لها السحب من عمليات التمدد الهوائى إذا ما ارتفعت حرارة الهواء، وعمليات الهبوط والاضغط والتكاثف إذا ما انخفضت درجة حرارة الهواء. هذا إلى جانب تأثير بعض العوامل الأخرى من تحرك السحب وفى مراحل تطور نموها بأشكالها المختلفة. وخاصة أثر تحرك الكتل الهوائية المختلفة الخصائص الطبيعية واتجاهات الرياح وهبوب الأعاصير والإنخفاضات الجوية، وقد تاجر السحب أشعة الشمس وتسبب حدوث الغيوم^(١)

الرصد الجوى للسحب

يمكن حساب السحب ومقدار نوريها Distribution of cloudiness فى القبة السماوية على أساس أن الأخيرة يمكن أن تنقسم فرضياً إلى شتى أرقام متساوية المساحة، ثم يقدر الملاحظ عدد الأقسام التى يمكن أن تغطيتها السحب الممثلة فى السماء وقت الرصد، ومنها يمكن تقدير نسبة تغطية السحب لهذه الأقسام العشرة من السماء. فإذا كانت السماء خالية

(١) يكون مقدار الضوء فى اليوم المقيم نحو $\frac{1}{2}$ من الضوء فى النهار الصافى تماماً، وقد تبقى الغيوم ساعة فى الجو ولا تقترب إلى سطح الأرض (بفعل الجاذبية) نتيجة لتأثيرها بدفع الهواء الصاعد لها. أما إذا توقفت حركة الهواء الصاعد فإن الغيوم تلتصق فى الهبوط وربما تتعرض للتبخير وقد تختفى بسرعة، بينما تكون بعض النقاط المائية لا تزال فى طريقها إلى سطح الأرض وتصلها بعد إختفاء الغيوم، وينجم عن هذه الظاهرة تكوين ما يسمى بمطر السماء الزرقاء، حيث تسقط نقاط الأمطار فى جو صحو تماماً. راجع محمود حامد محمد، «التكنولوجيا القاهرة (١٩٤٦)» ص ٢٤٠.

من السحب Cloudless. فإن كمية السحب تساوى فى هذه الحالة (صفرًا) وإذا كانت السماء مغطاة تماماً بالسحب فإن كمية السحب تساوى فى هذه الحالة (١٠) وهكذا.

وقد إتفق المتصورولوجيون على تمييز أربع حالات رئيسية من مظهر السماء وفقاً لمدى تغطيتها بالسحب وتتلخص فيما يلى:

١- السماء الصافية Clear، حيث لا تغطى السحب أكثر من ٠,١ من السماء.

ب- السحب المبعثرة Scattered، ويتراوح غطاء السحب من ٠,١ إلى ٠,٥ من السماء.











جـ السحب المتقطعة Broken ويتراوح غطاء السحب من ٠,٥ إلى ٩

د السماء الملبدة (over cast) وتغطى السحب أكثر من ٩ من السماء

وتتوقف بقية الملاحظات الخاصة بمدى تغطية السحب للسماء على خبرة الراصد الجوى^(١) ونوضح مقدار تغطية السحب للسماء على حرائط الطقس باستخدام رموز مختلفة يتمثل فى الجدول التالى (شكل ٦٢)

Howard, J Critchfield "General Climatology" N.J (1966)P.54.

(١)

الرمز					
الرقم	صفر	١	٢	٣	٤
كلمة السحب	لدفعه كسبه والسماء صافية $\frac{1}{2}$ سما السماء $\frac{3}{4}$ ، $\frac{1}{2}$ $\frac{3}{4}$				
الرمز					
الرقم	٥	٦	٧	٨	٩
كلمة السحب	$\frac{1}{2}$ $\frac{3}{4}$ ، $\frac{1}{2}$ $\frac{3}{4}$ السماء مغطاة تماماً بالسحب السماء مغطاة بشدة				

(شكل ٦٢) الرموز المستخدمة في خ. ا. ط. الطقس لتوضيح مدى
تغطية السماء بكمية السحب

وتنقسم السحب إلى أنواع مختلفة بحسب مقدار ارتفاعها عن سطح الأرض، وتنوع أشكالها تبعاً لظروف نشأتها، ويمكن تعيين المستوى السفلى لقاعدة السحب (أى سقف السحب Sky Ceiling) عن طريق إطلاق البالونات الكشافة وحساب سرعتها فى الغضاء، ومعرفة الزمن الذى يستغرقه البالون الكشاف منذ لحظة إطلاقه من عند سطح الأرض حتى لحظة وصوله إلى قاعدة السحب. ومن ثم عند معرفة السرعة، والزمن فإنه يمكن حساب المسافة (الارتفاع)، وتزود البالونات الكشافة بأضواء فسفورية تساعد على عمليات رصدها باستخدام الكلينومتر أو الأليدريد التلسكوبى أثناء الليل^(١).

أنواع السحب Cloud Types

اتفق المتيورولوجيون^(٢) على تصنيف السحب إلى أربع مجموعات متنوعة على أساس اختلاف ارتفاعها بالنسبة لسطح الأرض، وتنقسم كل مجموعة منها إلى عدة أنواع ثانوية (يبلغ عددها فى مجموعات السحب المختلفة عشرة أنواع) بحسب اختلاف أشكالها وخصائصها العامة وظروف نشأتها وتتلخص هذه المجموعات فيما يلى:

(١) تعرف الأجهزة الحديثة التى تحدد ارتفاع السحب وسرعتها باسم النفوسكوب Nephoscope والمسنيرمتر Ceilometer ويحدد جهاز النفوسكوب حركة السحب، وهو عبارة عن عمود بلغ طوله ٣ متر ومثبت عند رأسه عصى معدنية فى وضع أفقى طولها حوالى متر واحد، وبها عدة شوكة رأسية صغيرة مثبتة على مسافات متساوية. ويدور العمود الرأسى يميناً أو يساراً بواسطة خيط من أسفل العمود يمكن شده. وعند الاستخدام يوجه الراصد شعاع بصره إلى الشوكة الوسطى من العصى المعدنية ويوجهها نحو السحابة المطلوب معرفة سرعتها. وعندما تكون السحابة موازية للعصى الأفقية، وتنتقل فى حركتها من شوكة إلى أخرى فإنه يمكن حساب سرعتها بتعيين الوقت الذى تنتقل فيه السحابة من سن شوكة إلى سن أخرى. وقد تطور هذا الجهاز إلى نوع آخر يعرف باسم نفوسكوب الانعكاس طراز فينمان. ويمكن بواسطته تحديد ارتفاع السحب ومعرفة سرعتها. راجع: محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص ٤٣ - ٤٥.

a-- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N.K. (1966) P. 47. (٢)

b-- Blair, T.A., "Weather Elements", Prentice-Hall, N.J. (1959) P. 55.

c-- Trewartha, G.T., "An Introduction to Climate". Mc Graw-Hill, N.Y. (1954) P. 132.

d-- Douglas, A.C., "Clouds reading for pilots", London. (1946) PP. 1 - 119.

--- ويعد هذا الكتاب الأخير من أهم المراجع التى تناولت دراسة السحب، كما أنه يمتد على ١٦٤ صورة لأنواع السحب المختلفة.

١- السحب المرتفعة:

ويتراوح إرتفاعها من ٢٠,٠٠٠ إلى ٣٥,٠٠٠ قدم وتشمل:

- أ- سحب السمحاق Cirrus Ci.
- ب- سحب السمحاق الطبقي Cirrostratus Cs
- ج- سحب السمحاق الركامي Cirrocumulus Cc.

٢- السحب المتوسطة الإرتفاع:

ويتراوح إرتفاعها من ٦٥٠٠ إلى ٢٠٠٠ قدم وتشمل:

- أ- سحب الطبقي المتوسط الإرتفاع Altostratus As
- ب- السحب الركامية المتوسطة الإرتفاع Altocumulus | Al

٣- السحب المنخفضة

قد تحدث بالقرب من سطح الأرض وحتى إرتفاع ٦٥٠٠ قدم وتشمل.

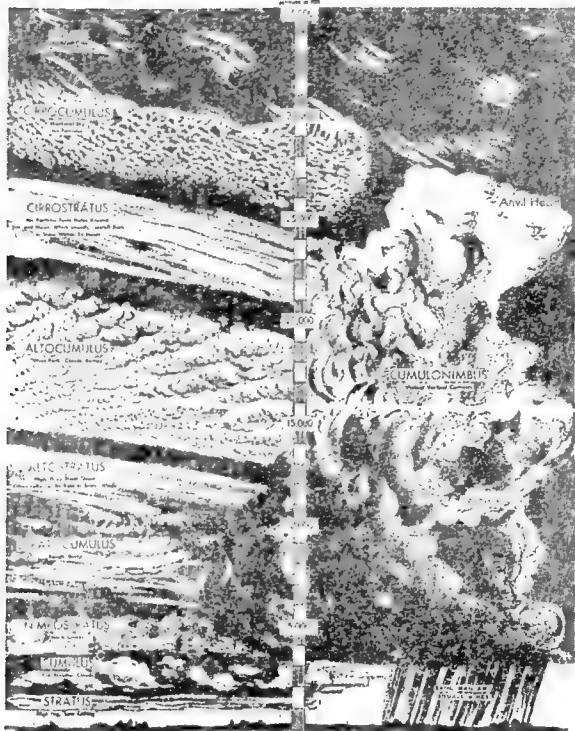
- أ- السحب الطبقيّة الركامية Stratocumulus Sc
- ب- السحب الطبقيّة Stratus St
- ج- سحب المزن الطبقي Nimbostratus Ns

٤- سحب تتموّراً على إرتفاعات مختلفة

يتراوح إرتفاعها من ١٦٠٠ قدم من سطح الأرض وقد تمتد أعاليها رأسياً حتى مناطق نشوء سحب السمحاق العالية عند إرتفاع ٢٥ ألف قدم وتشمل:

- أ- سحب ركامية Cumulus Cu
- ب- سحب المزن الركامي Cumulonimbus Cb

ويقسم بعض الكتاب هذه الأنواع العشرة السابقة الذكر من السحب إلى فصائل ثانوية بحسب إختلاف شكل السحب، والذي إن دل



(لوحة ٢٣) رسم تخطيطي يوضح التوزيع الرأسى لأهم مجموعات السحب والشكل العام لسحب المزن الركامى وتكوين ظاهرة رأس السندان.

هذا على شىء فإنما يدل على كيفية نشوء السحب ومراحل نموها المختلفة. ومن بين أهم الأشكال التى تبدو بها فصائل السحب هى الأشكال الوبرية والليفية Fibratus والفوجية أو السربية Floccus والطبقية Stratiformis والعدسية Lenticularis والدخانية السديمية Nebulosus والشعرية Capillatus. وفيما يلى حديث موجز عن الخصائص الهامة لمجموعات السحب وأنواعها المختلفة. (لوحه ٢٢).

١- السحب المرتفعة High Clouds

يتراوح إرتفاع هذه المجموعة من السحب فيما بين ٢٠.٠٠٠ إلى ٣٥.٠٠٠ قدم فوق سطح البحر، وهى تتمثل بوجه خاص فى المناطق الحارة، وتلك التى تتعرض لأفعل الإشعاع الأرضى الشديد، وتظهر سحب هذه المجموعة بعدة أشكال يمكن حصرها فى الأنواع الآتية:

أ- سحب السمحاق: Cirrus Ci

وتعرف هذه السحب أحياناً باسم سحب القرع العالية، وباسم سحب ذيل الفرس أو أذناب الخيل، ذلك لأن هذا النوع من السحب كثيراً ما يبدو على شكل ذيل الفرس أو خصلة الشعر، ومنها تكتسب السحب مظهرها الليفى Fibrous Structure أو الحريرى Silky appearance وعندما تتجمع سحب السمحاق فى السماء فى أشكال غير منتظمة فإن هذا يدل على إعتدال الطقس أما إذا تجمعت سحب السمحاق بعضها مع البعض الآخر فى أشكال منتظمة وخاصة إذا كانت شريطية مخططة فإن هذا يتنبأ بحدوث طقس ردىء وإحتمال حدوث اضطرابات جوية. وتتألف سحب السمحاق من بلورات ثلجية Ice Crystal دقيقة الحجم تكسب السحب اللون الأبيض. وتبعاً لارتفاع هذه السحب عن سطح الأرض فإن ليس لها ظلاً على الأرض^(١). (لوحه ٢٤).

a-- Trewartha, G.T., "An Introduction to Climate". N.Y. (1954) P.132. (١)

b-- Byers, H.R., "General Meteorology". Mc Graw-Hill, N.Y. 3rd edi, (1959) P.107-124.

ج- محمود حامد محمد المتيورولوجية القاهرة (١٩٤٦) ص. ٢٤٢.



(لوحة ٢٤) سحب السمحاق الشريطية المظهر (أذئاب الخيل) عند بداية

حدوث الاضطرابات الجوية

ب- سحب السمحاق الطبقي: Cirrostratus Cs

تتركب هذه السحب من بلورات ثلجية صغيرة الحجم وتكون طبقة محدودة السمك بيضاء اللون تغطي كل أجزاء السماء، وتصبغها باللون الأبيض الناصع كبياض اللبن Milky appearance. وكثيراً ما ينجم عن وجود هذه السحب تكوين هالة حول الشمس نهاراً، وكذلك حول القمر ليلاً، وتنبئ تكوين سحب السمحاق الطبقي باقتراب مجيء عاصفة. وتظهر سحب السمحاق الطبقي على شكل تجمعات من السحب المخططة أو الشريطية الشكل. (لوحة ٢٥).



(لوجة ٢٥) سحب السمحاق الركامى (Cirrocumulus) أسفل سحب السمحاق الطبقي (irrostratus) العلوى اخطوط أو الشريطى

ج- سحب السمحاق الركامى (Cirrocumulus)

تبدو هذه السحب على شكل قشور بيضاء اللون دقيقة الحجم Small white flakes وأحياناً تظهر على شكل كتل من السحب كروية الحجم globular masses وتبعاً لعظم إرتفاعها هبى أيضاً عديمة الظل. وقد تترتب سحب السمحاق الركامى إما على شكل خطوط متجاورة أو على شكل تموجات ripples ناتجة عن الإنحناءات فى كتل السحب. وتظهر هذه السحب فى السماء كمظهر قشور أسماك المكاريل، ومن ثم تعرف السماء فى هذه الحالة باسم سماء المكاريل Mackerel Sky أو السماء الأسقمرية. أما إذا تجمعت بلورات الثلج فى هذه السحب وظهرت على

شكل سحب مموجة الشكل حبيبية المظهر فتعرف السماء في هذه الحالة باسم السماء النمرية Tiger Sky .

٢- السحب المتوسطة الارتفاع Middle Clouds

يتراوح ارتفاع هذه السحب من ٦٥٠٠ إلى ٢٠,٠٠٠ قدم فوق مستوى سطح البحر وتتمثل في نوعين رئيسيين من السحب هما:

أ- السحب الطبقة المتوسطة الارتفاع: Altostratus As

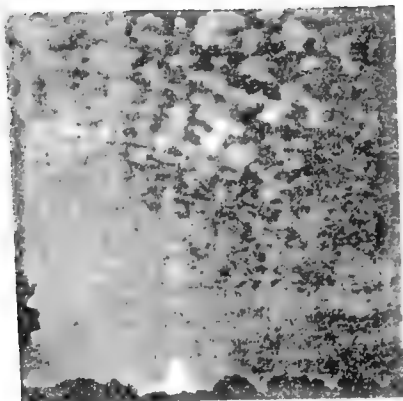
وهي سحب تتألف من طبقات متجانسة في الشكل والتركيب ويغلب عليها اللون الرمادي، كما تبدو أحياناً زرقاء اللون. وكثيراً ما تكون هذه السحب ليفية المظهر Fibrous. ويمكن مشاهدة سطوع الشمس أثناء النهار وظهور القمر أثناء الليل عبر تكوينات السحب الطبقة المتوسطة الارتفاع، ولكن لونهما يبدو باهتاً وضعيفاً. وعند تكوين هذا النوع من السحب، يتبع حدوثها سقوط أمطار غزيرة وبصورة مستمرة^(١).

ب- السحب الركامية المتوسطة الارتفاع: Altocumulus Ac

تبدو هذه السحب على شكل كتل كروية مبططة أو مفلطحة flattened globular masses، وكثيراً ما تترتب هذه الكتل على شكل خطوط متجاورة أو فيما يشبه الأمواج. وتختلف هذه السحب عن سحب السحاق الركامي في أن كتلها الكروية كبيرة الحجم وغالباً ما يكون لها ظلاً على سطح الأرض. (لوحة ٢٦، ولوحة ١٢٦)

Trewartha, G.T., "An Introduction to Climate", N.Y. (1954) P.132.

(١)



الوحدة ٢٦، السحب الركامية المتوسطة الارتفاع



(لوحة ٢٦) السحب الركامية المتوسطة الارتفاع وهي على شكل خطوط متجاورة

٣- السحب المنخفضة Low Clouds

قد تتكون هذه السحب بالقرب من سطح الأرض فوق القمم الجبلية وقد تتكون حتى إرتفاع ٦٥٠٠ قدم فوق مستوى سطح البحر وتمثل فى الأنواع التالية:

١- السحب الطبقة الركامية: Stratocumulus Sc

وتتألف هذه السحب من كتل كروية كبيرة الحجم، ولكنها أحياناً تبدو عدسية الشكل Lenticularis. وتبدو السحب رمادية اللون ويتمثل فيها فراغات بيضاء اللون لامعة. وتتميز كتل السحب الطبقة الركامية بأنها منتظمة فى شكلها بصورة عامة. (لوحة ٢٧ ١٢٧)



(لوحة ٢٧) السحب الطبقة الركامية المنخفضة

(صورة من الطائرة وهى محلفة فوق السحب لتوضح أعاليها)



(لوحة ٢٧) السحب الطبقية الركامية

(صورة من أسفل لتوضح شكل السحب للناظر إليها من سطح الأرض)

ب- السحب الطبقية: Stratus St

عبارة عن طبقة من السحب المنتظمة الشكل المنخفضة الارتفاع وهي أشبه بالضباب المرتفع، ولكنها قد تعلو عن سطح الأرض بنحو ٢٠٠٠ قدم. ويبدو مظهرها العام كالدهان السديمى Nebulosus وتظهر بوجه خاص عند قدوم الانخفاضات الجوية في مصر خاصة إبان فترة هبوب رياح الخماسين^(١).

جـ سحب المزن الطبقي: Nimbostratus

وهي تتألف من سحب كثيفة ليس لها شكل معين وإن كانت تترتب

(١) محمود حامد محمد «الظواهر الجوية في القطر المصري» القاهرة (١٩٢٧) ص ١٠٤.

أحياناً على شكل طبقات من السحب المنخفضة، وعند تكوينها عادة ما تسقط الأمطار والثلج. ويتراوح إرتفاعها من ٣٠٠٠ إلى ٥٠٠٠ قدم فوق مستوى سطح البحر.

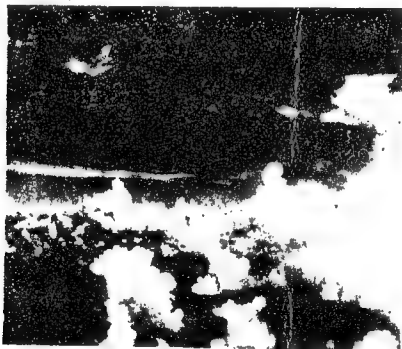
٤- سحب تنمو رأسياً وعلى إرتفاعات مختلفة

Clouds with vertical development

يختلف ارتفاع هذه السحب بالنسبة لسطح البحر من مكان الى آخر بحسب ظروف نشأتها وتكوينها. وأهم ما يميز هذه المجموعة من السحب انها تتعرض لصعود الهواء الدافئ الرطب باستمرار. ويجم عن ذلك زيادة حجم السحب وارتفاعها الى اعلى وتكوين ظاهرة السندان Anvil shape التى تنهى بسقوط الامطار الغزيرة وتتمثل هذه السحب فى نوعين هما:

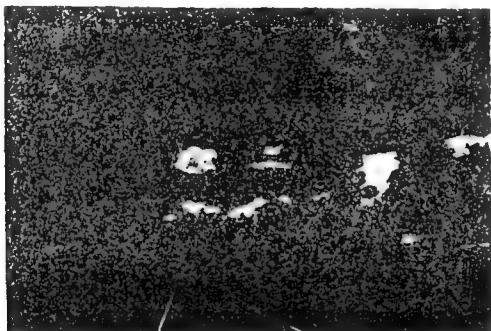
١. السحب الركامية. Cumulus Cu

تتكون هذه السحب الكثيفة نتيجة لتصاعد الهواء الدافئ الوميد

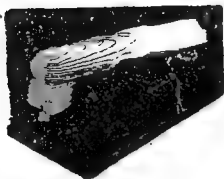
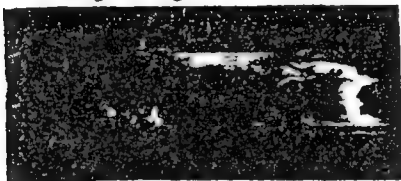


(لوحة ٢٨) سحب ركامية كثيفة مصاحبة للرياح التجارية فوق المحيط الهادى المدارى

(الرطب) بفعل تيار ... في جعلتها سحابة
 سميد ... هذه
 ... أعلى ...
 ... السحب قد تكون قريبة من



(لوحة ٢٩) السحب الركامية في حالة الطقس الجيد



(لوحة ٢٩) سحب المزن الركامي وظاهرة رأس السندان

سطح الأرض، ولا تبعد عنه بأكثر من ٣٠٠٠ قدم. وتتميز قاعدة السحابة بشكلها المسطح Horizontal base. في حين أن جوانبها وأعلىها كروية المظهر أى أشبه بالشكل القرنبيطى Cauliflower. (لوحه ٢٩).

ب- سحب المزن الركامى: Cumulonimbus Ch

وتعرف باسم «المعصرات» أى غيوم الأمطار، وهى عبارة عن سحب ثقيلة كثيفة تتعرض باستمرار لعمليات صعود الهواء الدافىء الرطب حتى إن القمم العليا لهذه السحب تبدو أشبه بالقمم الجبلية العالية أو الأبراج الشامخة ويتوج أعلى هذه السحب القرنبيطية الشكل أيضاً سحب كثيفة تتخذ شكل رأسى السندان Anvil Head وعند تكوين هذه الظاهرة الأخيرة فى السحب تتكون عواصف الرعد والبرق وتسقط الأمطار والثلج والبرد. (لوحه ٢٩).

التوزيع الجغرافى للسحب:

يعبر عن كمية السحب فى السماء - كما سبقت الإشارة من قبل - بمقدار ما تغطيه هذه السحب من الأقسام العشرة الافتراضية للسماء. وهناك بعض الإرتباط بين مناطق السحب الكثيفة وبين المناطق الغزيرة الأمطار، كما يتناسب مقدار سطوع الشمس عكسياً مع مقدار السحب. ومن المعدلات الشهرية لتغطية السحب لأجزاء السماء فى العالم وذلك عن طريق إنشاء خطوط تجمع المناطق ذات الكمية المتساوية من السحب^(١).

فى المناطق الإستوائية تغطى السحب نحو نصف السماء سواء أكان ذلك فوق اليابس أو فوق المسطحات المائية. أما فى العروض المدارية فيما بين دائرتى عرض ٢٠ - ٣٠ شمالاً وجنوباً، فمتوسط نسبة السحب نحو ٤٠ ٪ من السماء. إلا أن كمية السحب فوق المسطحات المائية عند هذه العروض أكبر من تلك فوق اليابس. وتزداد كمية تراكم السحب فى العروض المعتدلة والباردة وخاصة فيما بين دائرتى عرض ٥٠ - ٧٠ شمالاً

(١) محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٧٧) ص ٢٤٨ - ٢٤٩.

النسبة المئوية للسحب في نصف الكرة الجنوبي			النسبة المئوية للسحب في نصف الكرة الشمالي			دوائر العرض
المتوسط	اليابس	المسطحات المائية	المتوسط	اليابس	المسطحات المائية	
٥٢	٥٦	٥٠	٥٢	٥٢	٥٢	خط الإستواء - ١٠
٤٨	٤٦	٤٩	٤٧	٤٠	٥٣	١٠ - ٢٠
٤٨	٢٨	٥٣	٤١	٣٤	٤٩	٢٠ - ٣٠
٥٤	٤٨	٥٧	٤٥	٤٠	٥٢	٣٠ - ٤٠
٦٦	٥٨	٦٧	٥٦	٥٠	٦٦	٤٠ - ٥٠
٧٢	٧٠	٧٢	٦٢	٦٠	٦٧	٥٠ - ٦٠
-	-	٧٦	٦٣	٦٢	٧٢	٦٠ - ٧٠
-	-	٦٤	٦٦	٦٢	٧٠	٧٠ - ٨٠
-	-	-	-	-	٦٣	٨٠ - ٩٠

وجنوباً وتغطي السحب هنا نحو ٦, ٦٠ أو ٦٠٪ من السماء . ويوضح الجدول
الآتى التوزيع الجغرافى للسحب بحسب دوائر العرض فوق سطح الكرة
الأرضية ^(١) . (نسبة مئوية لما تغطيه السحب من جملة أجزاء السماء أنظر
الجدول) .

ويمكن أن نميز أيضاً إختلافات فصلية فى التوزيع الجغرافى للسحب
annual variation in cloudiness تكاد تتفق مع نظام سقوط الأمطار . ففي
المناطق المدارية يزداد حدوث السحب خلال فصل الصيف الممطر . أما فى
المناطق شبه المدارية وعلى طول السواحل الغربية (مثل ساحل كاليفورنيا
فى الولايات المتحدة الأمريكية) فإن أكبر كثافة لتجمع السحب تحدث
خلال فصل الشتاء الممطر . ولكن يختلف تكوين السحب من منطقة إلى
أخرى تبعاً لظروف نشأتها المحلية ولما تتعرض له من تيارات الحمل ونوعية
الهواء المساعد إلى أعلى . وحيث أن السحب الركامية Cumulus تنشأ أساساً
بفعل تيارات الحمل وصعود الهواء الدفئ الرطب إلى أعلى . فإن أهم أوقات
تكوينها يكون عند وقت الظهيرة .

Trewartha, G.T., "An Introduction to Climate ", N.Y. (1954) P.134.

(١)

أما السحب الطبقيّة فإن أهم أوقات تكويناها يتمثل خلال الساعات الأولى من الصباح . ومن ثم ميّز المتيورولوجيون إختلافات يومية daily variation في توزيع مجموعات السحب من مكان إلى آخر فوق سطح الأرض وخلال ساعات النهار المختلفة .

٤- المطر : Rainfall

ساعدت محطات الأرصاد الجوية المنتشرة في مناطق متفرقة من أنحاء العالم على وفرة المعلومات الخاصة بكميات الأمطار اليومية والفعليّة والسنوية الساقطة لأي مكان ما على سطح الأرض . ويبلغ عدد محطات الأرصاد الجوية التي تقوم برصد وتسجيل كميات الأمطار الساقطة فوق أراضي الولايات المتحدة الأمريكية نحو ١٣,٠٠ محطة . وتقاس كمية الأمطار الساقطة في معظم محطات الأرصاد الجوية العالمية باستخدام أنواع متعددة من الأدوات أهمها :

أ- الوعاء القياسي للمطر : Standard rain gauge

ويتركب هذا الجهاز من وعاء معدني أسطوانى الشكل ، مفتوح عند الجزء السفلى منه ، ويبلغ قطره ٨ بوصات وسعته ٢٢ بوصة (لوحه ٢٠) . ولهذا الوعاء فتحة علوية واسعة يوضع فيها قمع مثقوب يستخدم كغطاء للوعاء ويسمح في نفس الوقت بمرور المياه المتجمعة فيه إلى الإنسياب نحو أنبوبة إختبار مدرجة تقع بداخل الوعاء الإسطوانى . وتقلل هذه الأنبوبة والقمع من الفاقد من المياه بفعل التبخر^(٢) . ويقسم التدريج في أنبوبة الإختبار على أساس النسبة بين مساحة مقطعها وبين المساحة الكلية لمسطح القمع (الذى يستقبل المطر الساقط) وبحيث تبلغ ١٠ بوصات فهي تمثل أى بئلمسة واحدة فقط من المطر . ويمكن قراءة أجزاء البوصة بدقة تصل إلى ٠,٠٠١ منها ، وبواسطة هذا الجهاز يمكن قياس كميات التساقط الأخرى مثل الثلج والبرد ، بل ومياه الأمطار الغزيرة)

a- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N.J.(1966)P.63.

ب- محمود حامد محمد : الظواهر الجوية في القطر المصري : القاهرة (١٩٢٧) ص ١١٠-١١٢ .

فى حالة الإمتلاء الكامل لأنبوبة إختبار الجهاز) وذلك عند تجمع كل مكونات التساقط داخل الوعاء الإسطوانى الخارجى ثم حساب كمية التساقط من الثلج على أساس أن كل سمك مقداره ١٠ سم من الثلج يعادل سمكاً قدره ١ سم من المطر (١) .

ب- جهاز قياس المطر ذو الوعاء القلاب : Tripping bucket rain gauge

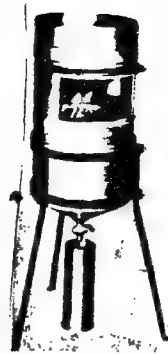
يستقبل هذا الجهاز المطر من أعلى ، ويتصرف الماء إلى أسفل عن طريق قمع يتصل بوعاء قلاب يتكون من جزئين ، وبحيث إن كل سمك مقداره ٠.٠١ بوصة من المطر الساقط والمتجمع فى مستقبل الجهاز تكفى لأن يمتلئ أحد جزئى الوعاء القلاب ، وعلى ذلك يحدث عدم إتزان لهذا الوعاء فينقلب ويفرغ ما يحتويه من مياه فى خزان خاص تتجمع فيه مياه المطر . وفى نفس الوقت يدور الجزء الفارغ ويأخذ مكانه أسفل القمع المستقبل المياه المتساقطة منه . وعند إنقلاب جزئى الوعاء تنقل دائرة كهربية ويمكن عن طريقها معرفة عدد مرات إنقلاب الوعاء وحساب سمك المياه المتساقطة وكذلك معدل سقوطها مع الزمن (لوحة ٣١)

ج- جهاز قياس المطر ذو الميزان : Weighing type gauge

يستقبل هذا الجهاز كل أنواع التساقط (مطر وثلج وبرد) فى وعاء موضوع على ميزان . وعن طريق وزن المياه المتساقطة وتسجيل هذا الوزن أوتوماتيكياً على ورقة رسم بياني خاص فإنه يمكن معرفة سمك المياه المتساقطة (٢) . (لوحة ٣٢) .

(١) فى البلاد التى تستخدم المقاييس الإنجلىزية يعتبر فى هذه الحالة أن كل سمك قدم واحد من الثلج يعادل بوصة واحدة من المطر .

(٢) د. محمد عبد الرحمن الجنائى « الهيدرولوجيا » جامعة بيروت العربية (١٩٨١) ص ١١٠ .



(لوحة ٣١)
نموذج لجهاز قياس المطر
ذو الرعاء القلاب

د- جهاز قياس المطر ذو العوامة : Float recording gauge
يتركب هذا الجهاز فى أبسط صورة من عوامة ترتفع إلى أعلى مع
إستمرار سقوط المطر، وتتجمع المياه الساقطة فى مستقبل الجهاز receiver
وتتصل العوامة بسن ريشة ترسم وتسجل مع تحركها ارتفاع منسوب
المياه فى وعاء الجهاز أوتوماتيكياً وذلك على ورق رسم بيانى خاص، ويفرغ
الماء من هذا الجهاز إما يدوياً أو أوتوماتيكياً بإستخدام سيفون .



(لوحة ٣٢) جهاز قياس المطر ذو الميزان

المتوسطات الحسابية لكميات الأمطار الساقطة :

بإستخدام أدوات قياس المطر وتسجيله أصبح من السهل حساب كمية الأمطار الساقطة يومياً لأى مكان على سطح الأرض (بالبهوصات أو السننيمترات) . وعلى ذلك يمكن أيضاً حساب كمية الأمطار الشهرية الساقطة فى مكان ما وعدد الأيام الممطرة خلال الشهر ، وكذلك حساب كمية الأمطار الساقطة سنوياً فوق هذا المكان . وبإستخدام المتوسطات الحسابية Arithmetic mean يمكن حساب المعدل الشهري أو المعدل السنوى لكمية الأمطار الساقطة فوق أى جزء من سطح الأرض . (خلال أشهر معينة مختارة ، وخلال سنوات رصد معينة) .

ويمكن أن يوضح الاختلاف فى كميات الأمطار الشهرية الساقطة خلال سنة معينة فى مكان ما عن طريق إستخدام الأعمدة البيانية (حيث يمثل كل عمود كمية الأمطار الشهرية الساقطة فى هذا المكان) ويمكن أن تظهر هذه الاختلافات فى كميات الأمطار الساقطة عن طريق إنشاء خطوط المطر المتساوى Isohyets وهى الخطوط التى نصل بين المراكز التى تتساوى كمية الأمطار عندها (سواء أكانت كميات يومية أو شهرية أو سنوية) (١) .

وتحسب كثافة المطر (Intensity of rainfall) على أساس مجموع كمية الأمطار الساقطة خلال موسم معين ، مقسوماً على عدد الساعات التى سقط المطر خلالها فوق هذا المكان خلال هذا الموسم . فى حين إهتم الأستاذ ديمارتون (٢) بحساب ما أسماه بالقيمة الفعلية للمطر Effective-ness of rainfall وحدد هذه القيمة على أنها تساوى

$$Y = \frac{P}{T+10}$$

(١) د. فهمى هلالى أبو العطا : الطقس والمناخ ، الإسكندرية ص ٧٢ .

(2) De Martonne, E., "Traite de geograohie Physique", Neubieme edition Tome Premier, Paris (1957) P.187 et P.317-318.

أو بمعن آخر = $\frac{\text{معدل المطر السنوي (ملم)}}{\text{معدل الحرارة الشهري (} ^\circ \text{F)} + 100}$ وقد ربط ديمارتون بين القيمة الفعلية للمطر ، وتنوع الأقاليم النباتية على سطح الأرض .

وتهتم بعض الدراسات المناخية بحساب ما يعرف بإسم التغير في كمية المطر السنوي ^(١) Dependability, variability or Reliability of rainfall ، ذلك لأن هناك أجزاء واسعة من سطح الأرض تتذبذب فيها كمية الأمطار السنوية الساقطة من عام إلى آخر . ومن ثم يمكن حساب معدل التغير في كمية المطر السنوي على أساس حساب المعدل السنوي لكمية المطر (متوسط عدة سنوات) ثم مقارنة كمية الأمطار الساقطة في سنة معينة بالنسبة للمعدل السنوي للأمطار في هذه المنطقة سواء أكان بالزيادة أو بالنقصان ويمكن وضع كمية المطر السنوي (في سنة معينة) مقسوماً على المعدل السنوي لكمية المطر $\times 100$ ونحصل بذلك على النسبة المئوية للتغير في كمية المطر السنوي كما يتضح ذلك في المعادلة الآتية

$$\frac{\text{كمية المطر السنوي (في سنة معينة)}}{\text{المعدل السنوي للمطر (متوسط عدة سنوات)} \times 100} = \text{التغير في كمية المطر السنوي}$$

وتزداد النسبة المئوية لهذا التغير في المناطق التي تتميز بتذبذب كميات الأمطار السنوية الساقطة من عام إلى آخر وترتفع نسبة التغير في معدل كمية المطر السنوي في مناطق الصحارى الحارة الجافة التي قد لا يسقط فوقها أى كميات من الأمطار لعدة سنوات متعاقبة ، ثم يسقط فوقها أمطار فجائية غزيرة (نتيجة لخروج الأعاصير والإنخفاضات الجوية عن مسالكها المألوفة لأسباب ما) تنسب في حدوث السيول ومن ثم تزداد نسبة معدل التغير في كمية المطر السنوي هنا عن ٣٥٪ وترتفع هذه النسبة كذلك في الأجزاء الغربية من المناطق المدارية التي تتعرض لهبوب الرياح التجارية الشرقية والموسمية الممطرة . وتذبذب كمية الأمطار السنوية الساقطة فوق هذه المناطق الغربية المتطرفة ، تبعاً لمدى اختلاف

(١) اد. عبد العزيز طريح شرف ، الجغرافيا المناخية والنباتية ، الإسكندرية (١٩٦١) ص. ١٧٩ .

B- Trewatha, G.T. " An Introduction to Climate ", N.Y. (1954) P.140.

نسبة بخار الماء المثل في الرياح ، بل قد تصل الرياح إلى هذه المناطق جافة ومن ثم يتراوح معدل التغير في كمية المطر السنوى هنا من ٢٠ - ٣٥ ٪ وتعد الأقاليم الإستوائية والأقاليم المناخية المعتدلة (شمال غرب أوربا) أقل أجزاء سطح الأرض تغيراً بالنسبة لمعدل كمية الأمطار السنوية الساقطة فوقها وتبلغ نسبة التغير عن المعدل هنا نحو ١٠ ٪ (شكل ٦٣) .

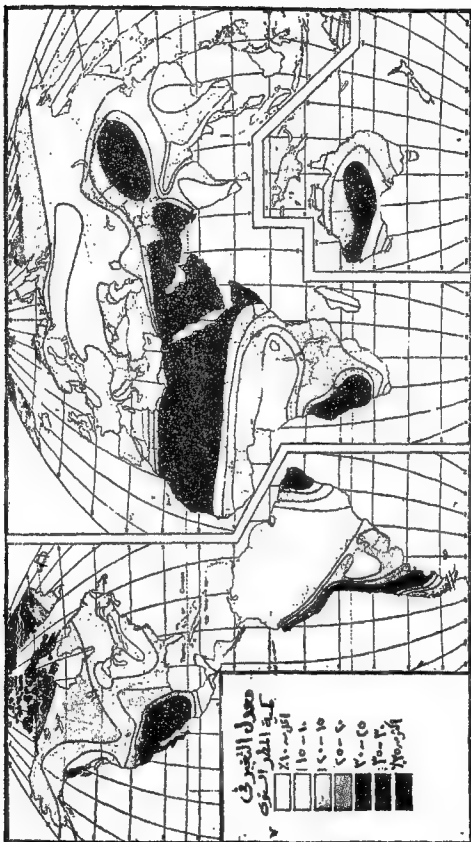
ويهتم الباحثون عند دراسة كميات الأمطار الساقطة وخاصة في المناطق الجافة وشبه الجافة بدراسة التذبذب الشهري والسنوى في كمية الأمطار ، والمعدلات السنوية للأمطار الساقطة والتفاوت أو التغير في كمية الأمطار السنوية لما له من تأثير مباشر في تغذية الخزانات المائية الجوفية وتذبذب مستوى الماء الجوفى ، وتشكيل الخصائص الطبيعية والكيميائية للمياه الجوفية . هذا إلى جانب الإهتمام بتحديد الانحراف المعيارى للأمطار السنوية الساقطة حيث أنه من أهم مقاييس التشتت وأكثرها إستخداماً لدخوله في حساب كثير من المقاييس الإحصائية الأخرى للمطر. كما يهتم الباحثون بحساب معامل الاختلاف والتباين في قيم كميات الأمطار الساقطة في محطات الأرصاد الجوية في المناطق شبه الجافة ، وأشكال الهطول اليومي للأمطار وخصائصه . هذا إلى جانب إجراء دراسة كمية الأمطار بإستخدام الحاسب الآلى حول إحتتمالات سقوط الأمطار في السنوات المقبلة . وقد قام الكاتب بإجراء مثل هذه الدراسة في أراضى مروحة وادى ببح الواقعة إلى الشرق من رأس الخيمة في دولة الإمارات العربية المتحدة. ونظراً لأهمية الأساليب الكمية وإستخدام الحاسوب والتقنيات الحديثة في هذه الدراسات يحسن الإشارة إليها (كمثال تطبيقي) بشئ موجز .

دراسة حالة الأمطار في منطقة رأس الخيمة وتحليل بياناتها كمياً : (مثال تطبيقي) .

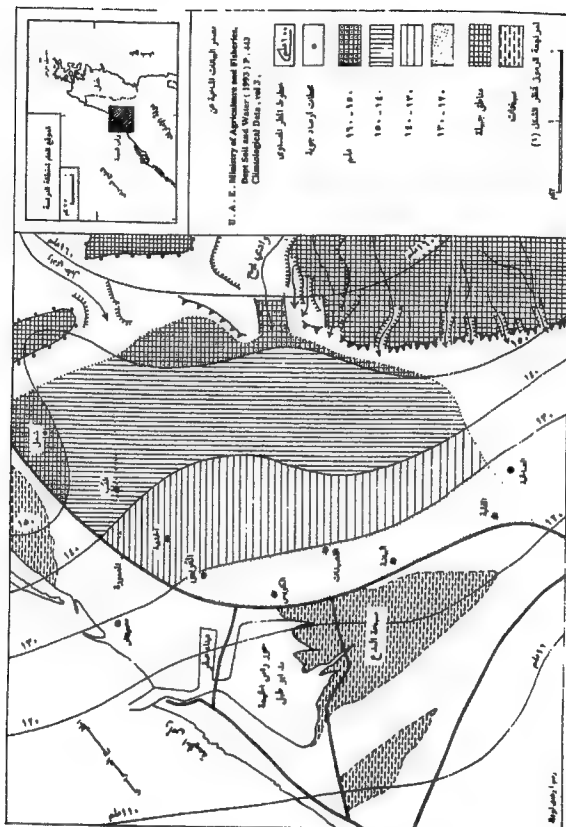
أعتمدت دراسة الأمطار في منطقة رأس الخيمة الواقعة في شمال شرقى دولة الإمارات العربية المتحدة على تحليل نتائج بيانات سبع محطات أرصاد جويه يقع معظمها في مروحة وادى ببح شرق رأس الخيمة ويقع البعض الآخر في المناطق المجاورة لها مباشرة . وتعود بداية بيانات الرصد

الجوى فى كل من محطتى الدقاقة والمثامة إلى عام ١٩٦٦ وللمعظم المحطات الأخرى إلى عام ١٩٧٢ . ومن ثم تمكن الباحث من حساب معدلات كميات الأمطار اليومية والشهرية والسنوية فى منطقة الدراسة وتتبع نظمها خلال العشرين سنة الأخيرة .

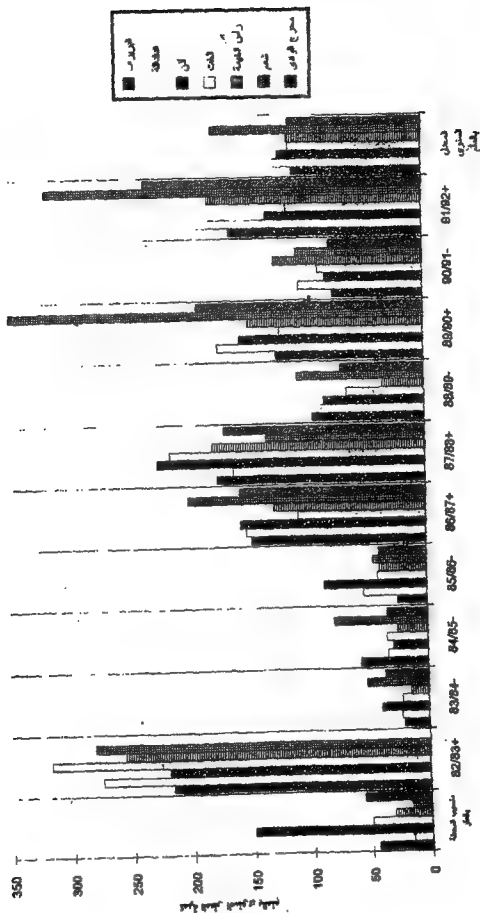
وعلى الرغم من أن منطقة الدراسة تعد واحدة من أفقر مناطق دولة الإمارات العربية المتحدة مطراً إلا أن الأمطار السنوية الساقطة شحيحة وقليلة الكمية جداً وذلك عند مقارنتها بالمعدل السنوى للتبخّر الكامن - Po-tential Evaporation الذى يتراوح من ٣٢٠٠ إلى ٣٥٠٠ ملم . وخلال الفترة من عام ١٩٦٦ إلى عام ١٩٧٩ بلغ معدل كمية المطر السنوى فوق منطقة مروحة وادى بيج الخليجية (٤٠ كم^٢) نحو ١٠٥ ملم فقط . وقد كانت البريرات أفقر المحطات مطراً حيث بلغ المعدل السنوى للمطر فيها ١٦٢ ملم أى بزيادة قدرها ٥٦ ٪ عن للمعدل السنوى لكمية المطر فى منطقة الدراسة ، ثم يليها محطة الخت (١٠٦ ملم) ، بينما إنخفض المعدل السنوى لكمية الأمطار فى محطات الدقاقة وإذن والمثامة والفيل عن هذا المعدل ، وكانت سنوات ١٩٧٢ ، ١٩٧٦ ، ١٩٧٧ من أفقر السنوات مطراً . لمهينما كانت كمية المطر السنوى فى البريرات ٢٩٧ ملم فى عام ١٩٧٦ ونحو ٢٣٤ ملم عام ١٩٧٧ إنخفضت إلى ١٤ ملم فقط عام ١٩٧٤ ، وبلغت كمية المطر فى الدقاقة نحو ٢٤٠ ملم عام ١٩٧٤ وإنخفضت إلى ١٢ ملم فقط عام ١٩٧٤ .



(شكل ٦٢) معدل التغير في كمية المطر السنوي في العالم



(شكل ٦٤) معدل خطوط كمية المطر السنوى المتساوى - ملم فيما بين (١٩٦٧ إلى ١٩٩٢) فى مروحة وادى بهج وضواحيها (شرق رأس الخيمة)



(شكل ٦٥) كمية المطر السنوي في منطقة رأس الخيمة وضواحيها (ملم)
خلال الفترة من عام ٨٢/٨٢ إلى عام ٩٢/٩١

وخلال فترة السنوات العشرة الممتدة من عام ١٩٨٢ إلى عام ١٩٩٢ ،
إرتفع معدل كمية المطر السنوى فى منطقة مروحة وادى بيج والأراضى
المجاورة لها إلى ١٢٣ ملم . وتزداد كمية المطر السنوى الساقطة فى منطقة
الدراسة فى الشمال والشرق وتقل فى إتجاه عام نحو الجنوب والغرب (شكل ٦٣)
فحسب بيانات عام ١٩٩٢ / ٩١ بلغت كمية الأمطار السنوية
عند محطة مخرج وادى بيج (فى القسم الشرقى) من منطقة الدراسة (نحو
٢٢٤ ملم ، وفى شعع فى القسم الشمالى نحو ٣١٦ ملم ، بينما تقل
كمية المطر فى الإتجاهين الغربى والجنوبى حيث بلغت فى محطة رأس
الخيمة (المطار) ١٨١ ملم وفى محطات الدقداقة ١٩٣ ملم وإذن ١٣٣ ملم
والخت ١١٦ ملم (شكل ٦٤ وشكل ٦٥) .

ومن دراسة بيانات كميات الأمطار السنوية الساقطة فى منطقة
الدراسة وضواحيها خلال الفترة من عام ٨٢ / ٨٣ إلى عام ٩١ / ٩٢ يظهر
بجلاء التذبذب الكبير فى كمية المطر بين عام وآخر . ويمكن تمييز أربعة
نظم مختلفة لنظام سقوط الأمطار السنوية تتمثل فى الآتى :

١- سنوات غزيرة المطر (نسبياً) تتراوح كمية المطر السنوى فيها من
٢٠٠ إلى ٣٥٠ ملم وأكثر ، كما حدث فى عامى ٨٢ / ٨٣ ، ٩١ / ٩٢ .
وقد بلغت كمية المطر فى العام الأول منها ٣١٧ ملم الخت ، ٢٨١ ملم
فى شعع ونحو ٢٧٥ ملم فى الدقداقة ونحو ٢٥٦ ملم فى رأس الخيمة
(المطار) .

ب- سنوات معتدلة الأمطار وتتراوح كمية المطر السنوى فيها من ١٥٠ إلى
٢٠٠ ملم ، وتمثلها فى منطقة الدراسة سنوات ٨٦ / ٨٧ ، ٨٨ / ٨٩ ،
٩٠ / ٩١ . وفى العام الأول منها كانت محطة شعع هى أغزر المحطات
مطراً وسقط فوقها ٢٠٠ ملم ثم تليها محطات مخرج وادى بيج
(١٥٨ ملم) وإذن (١٥٧ ملم) والبريرات (١٤٨ ملم) .

ج- سنوات قليلة الأمطار وتتراوح كمية المطر السنوي فيها من ١٠٠ إلى ١٥٠ ملم ويمثلها عامي ٨٨/٨٩ و ٩٠/٩١ .

د- سنوات شحيحة الأمطار جداً وتقل كمية المطر السنوي فيها عن ١٠٠ ملم ومن أمثلتها سنوات ٨٣/٨٤ و ٨٤/٨٥ و ٨٥/٨٦ و ٨٨/٨٩ . وكان عام ٨٤/٨٣ من أشجع السنوات مطراً في منطقة الدراسة حيث سقط على محطات البريرات ٢١ ملم والدقداقة ٢٢ ملم ورأس الخيمة (المطار) ٢٦ ملم ، ومخرج وادي بيج ٣٧ ملم كما يتضح في الجدول الآتي :

جدول (٢) كمية المطر السنوي في منطقة رأس الخيمة وضواحيها (ملم)
(خلال الفترة من عام ٨٢/٨٣ إلى ٩١/٩٢)

المحطات	البريرات (ملم)	٨٢/٨٣	٨٣/٨٤	٨٤/٨٥	٨٥/٨٦	٨٦/٨٧	٨٧/٨٨	٨٨/٨٩	٨٩/٩٠	٩٠/٩١	المعدل السنوي (ملم)
البريرات	٤٥	٢١٦	٢١	٥٧	٢٥	١٤٨	١٧٦	٩٦	١٢٦	٧٧	١١٠,٦
الدقداقة	١٥	٢٧٥	٢٢	٣٤	٥٤	١٥٢	١٦٢	٨٨	١٧٤	١٠٦	١٢٦,٠
أذن	١٥٠	٢١٩	٤٠	٣٠	٨٨	١٥٧	٢٢٥	٨٦	١٥٦	٨٤	١٢١,٨
الحفت	٥٠	٣١٧	٢٢	٣٥	٤٢	١٠٩	٢١٥	٦٦	١٢٣	٩٠	١١٣,٠
رأس الخيمة	٣١	٢٥٦	١٥	٢٦	٤١	١٢٩	١٨٠	٣٥	١٤٩	١٢٧	١١٣,٩
شمع	١٥	٢٨١	٥٢	٨٠	٤٦	٢٠٠	٢٣٥	١٠٨	٣٤٧	١٠٨	١٧٢,٣
مخرج الوادي	٥٦	-	٣٧	٣٥	٤١	١٥٨	١٧٠	٧١	١٩١	٨٠	١١٣,٠

+ سنوات غزيرة المطر

- سنوات قليلة المطر

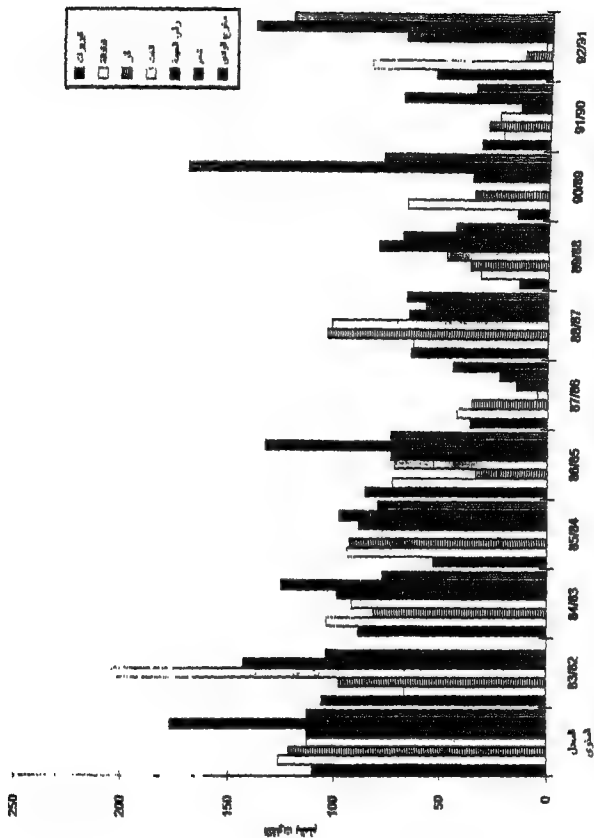
المصدر : وزارة الزراعة والثروة السمكية - دولة الإمارات العربية المتحدة -
(البيانات المناخية مجلد ٢ يناير ١٩٩٣) من ص ٣٠٩ إلى ص ٣٢٤ (إعداد الباحث) .
وخلال الفترة من عام ٨٢ / ٨٣ إلى عام ٩١ / ١٩٩٢ ارتفع المعدل

السنوى لكمية المطر فى منطقة الدراسة إلى ١٢٢ ملم ، وبلغ هذا المعدل فى شعم ١٧٧ ملم والندى ١٢٦ ملم وإنخفاض إلى ١١٢ ملم فى محطات الخت ورأس الخيمة ومخرج وادى بيج وبلغ ١١٠ ملم فى البريرات .

ومن المتفق عليه بين علماء المناخ بأن كمية المطر السنوى فى الأقاليم الحارة الجافة لا تزيد عادة عن ١٠ بوصات (٢٤٥ ملم) سنوياً . ومن ثم فإن منطقة الدراسة تحتل مركزاً وسطاً بين تلك الأقاليم . فهناك مناطق واسعة من الأقاليم الحارة الجافة تقل فيها كمية الأمطار السنوية عن ١٠ بوصات كما هو الحال فى بعض أجزاء من الصحراء الكبرى وصحراء كلهارى وصحراء أسكاما فى شيلي ، فى حين أن هناك أقاليم أخرى تزيد فيها كمية الأمطار عن ١٠ بوصات ومنها صحارى جنوب غرب الولايات المتحدة الأمريكية

التفاوت أو التغير فى كمية المطر السنوى :

Annual Variability or Dependability, or Reliability of Rainfall
تتميز الأمطار الساقطة فى منطقة الدراسة بتفاوت كميته تفاوتاً بارزاً وبتهذبها من عام إلى آخر . ومن دراسة كمية المطر السنوى خلال الفترة من عام ١٩٦٦ إلى عام ١٩٧٩ يتبين أن فترات الجفاف الشحيحة المطر كانت طويلة نسبياً وتمتد طول كل فترة منها إلى ثلاث سنوات متصلة ويفصل بين كل فترة وأخرى سنة تعد متوسط المطر نسبياً . ويكاد يكون هناك نظام شبه متكرر فى دورات سقوط المطر يتمثل مع النظام المطرى المتكرر الذى لوحظ فى أجزاء من شبه الجزيرة العربية . فأغزر السنوات مطراً خلال هذه الفترة الزمنية السابقة الذكر فى منطقة شرق رأس الخيمة هى سنوات ٦٩ ، ٧٢ ، ٧٦ / ١٩٧٧ . وكانت السنوات



(شكل ٦٦) التفاوت في كمية المطر السنوي بالنسبة للمعدل

من عام ٨٢ إلى عام ١٩٩٢

الأخرى التى تقع فيما بينها سنوات شحيحة المطر . وكان عام ١٩٧٦ أغزر هذه السنوات مطراً حيث بلغت كمية المطر السنوى فى البريريات ٢٩٥ ملم والدقاقة ٢٤٠ ملم ، فى حين كان عام ١٩٧٤ أشحها مطراً ، وبلغت كمية الأمطار فى ذلك العام فى البريريات ١٤ ملم وفى الدقاقة ١٢ ملم . وقد كان لقلة كمية الأمطار السنوية الساقطة وشدة تفاوتها وتذبذبها من عام إلى آخر أثره الواضح فى عدم الإعتماد على المطر وحده كمصدر من مصادر الموارد المائية اللازمة للنشاطات البشرية المتنوعة . وأظهرت هذه الظروف الحاجة الملحة لإنشاء سد ضخم فى القسم الأدنى من وادى ببح لحجز المياه الجارية ومنع إنصبابها فى البحر والسبخات المجاورة ، وقد تم إنشاؤه فى عام ١٩٨٢

ومن دراسة بيانات التفاوت فى كمية المطر السنوى (أنظر الجدول الآتى) لمحطات الأرصاد الجوية فى منطقة الدراسة ، ويتضح أن المعدل السنوى لكمية المطر خلال الفترة من عام ٨٢ إلى عام ١٩٩٢ بلغ ١٢٣ ملم . وينحرف معدل كمية المطر السنوى فى جميع المحطات ما عدا محطة شعم إنحرافاً بسيطاً وسلباً عن هذا المعدل . وعلى أساس أن التفاوت أو التغير فى كمية المطر السنوى (ت) يساوى $\frac{100}{P} \times K$ حيث أن ك = كمية المطر السنوى فى سنة معينة وأن م = معدل كمية المطر السنوى (متوسط عدة سنوات) . فقد تبين أن نسبة تفاوت كمية المطر السنوى فى السنوات الغزيرة المطر نسبياً (مثل عام ١٩٨٢) فى محطات البريريات والدقاقة ورأس الخيمة (المطار) كانت ١٩٦٪ و ٢٢٠٪ و ٢٢١٪ على الترتيب فى حين بلغت السنوات الشحيحة المطر (مثل عام ١٩٨٥) فى نفس محطات الأرصاد الجوية السابقة ٢٥٪ و ٤٤٪ و ٣٤٪ على الترتيب ومن ثم يتضح أن نسبة التغير فى كمية المطر تتميز بتفاوتها من عام إلى آخر وهى صفة يتميز بها نظام سقوط الأمطار فى المناطق الحرة الب.

التفاوت في كمية المطر السنوي بالنسبة للمعدل (من ٨٢ إلى ١٩٩٢)
(+) إنحرافات موجبة ، -) إنحرافات سالبة)

المحطات	المعدل السنوي	٨٣/٨٢	٨٤/٨٣	٨٥/٨٤	٨٦/٨٥	٨٧/٨٦	٨٨/٨٧	٨٩/٨٨	٩٠/٨٩	٩١/٩٠	٩٢/٩١	بمجموع الانحرافات
البريرات		١٠٦+				٣٧+	٦٥+		١٥+		٥٤+	٢٧٧+
	١١٠		٨٩-	٥٤-	٨٦-			١٤-		٣٢-		٢٧٧-
الدقاقة		٦٧+				٤٣+	٦٤+		٦٧+		٨٤+	٣٢٥+
	١٢٦		١٤-	٩٤	٧٣			٣٢		٢٢		٣٢٥
أذن		٩٨+				٣٦+	١٤+		٣٥+		١٢+	٢٨٥+
	١٢١		٨٢-	٩٣	٣٤-			٣٧		٢٩		٢٨٥-
الحث		٢٠٤+					١٢+		١٠+		٣+	٣١٩+
	١١٣		٩٢	٧٨	٧٢	٥		٤٨		٢٤		٣١٩-
رأس الخيمة		١١٣+				١٥+	١٦+		٣٦+	١٤+	٦٨+	٣٤٢+
	١١٣		٩٩٠	٨٩	٧٤			٨				٣٤٢
شعم		١٠٤+				٢٣+	٥٨+		١٧+		١٣٩+	١٩٤+
	١٧٧		١٢٥-	٩٨	١٣٣-			٦٩		٦٩		٤٩٤
مخرج الوادي						٤٥+	٦٧+		٧٨+		١٢١+	٣١١+
	١١٣		٧٨-	٨٠-	٧٤-			٤٤-		٣٥-		٣١١-

المصدر : وزارة الزراعة والثروة السمكية - دولة الإمارات العربية المتحدة -
البيانات المناخية مجلد ٢ يناير ١٩٩٣ ومن إعداد الباحث .

ومن دراسة بيانات الأرصاد الجوية (الجدول الآتى وشكل ٦٦) يتبين بأن هناك خمس سنوات تزيد فيها كمية المطر السنوى عن المعدل وخمس سنوات أخرى تعد شحيحة المطر وتقل فيها كمية المطر السنوى عن المعدل . وإذا كانت السنوات ذات الانحرافات السالبة التى تقل فيها كمية المطر السنوى عن المعدل (خلال الفترة من عام ١٩٦٦ حتى عام ١٩٩٢) يزيد عددها عن تلك ذات الانحرافات الموجبة ، إلا أن حاصل مجموع الانحرافات السالبة فى كمية المطر السنوى يساوى حاصل مجموع الانحرافات الموجبة

ونظراً لصغر مساحة منطقة الدراسة (٤٠ كم^٢) فإن التفاوت المكانى فى التوزيع الجغرافى للأمطار السنوية الساقطة يعد محدوداً وإن كانت كمية الأمطار السنوية تميل الى الزيادة فى القسمين الشمالى والشرقى من منطقة الدراسة . وتدل كميات الأمطار السنوية التى سجلتها محطات الأرصاد الجوية السبب فى المنطقة خلال الفترة من عام ١٩٨٢ حتى عام ١٩٩٢ على أن محطات شاعم والبريرات ومحرج وادى بيج هى أغزر المحطات مطراً فى كل سنوات الرصد الجوى

وقد عنى الكاتب بدراسة التفاوت فى كمية المطر السنوى لماله من تأثير مباشر فى تعديه الخرائط الحرفية بالمياه وتبدد مستوى الماء فيها . وتشكيل الحصائص الطبيعية والكيميائية للمياه الجوفية . كما أهتم الباحث بتعيين الإنحراف المعيارى Standard Deviation للأمطار السنوية الساقطة ، حيث أنه يعد من أهم مقاييس التشتت وأكثرها إستخداماً ولدخوله فى حساب كثير من المقاييس الإحصائية الأخرى للمطر .

وقد تم حساب الانحراف المعياري للمطر وفقاً للمعادلة الآتية :

$$ع = \frac{\text{مجم (س - س') }^2}{n}$$

وتوضح هذه الصيغة كذلك ما يسمى «بالتباين» Variance الذي هو عبارة عن متوسط مربعات انحرافات القيم عن وسطها الحسابي . وللحصول على مقياس التشتت يكون مقياساً بنفس وحدات المتغير «س» ونأخذ الجذر التربيعي للحصول على الانحراف المعياري .

$$ع = \sqrt{\frac{1}{n} \text{مجم (س - س') }^2}$$

أي أن الانحراف المعياري (ع) هو الجذر التربيعي للتباين (ع^٢) وأن التباين هو عبارة عن متوسط المربعات - مربع المتوسط ويعبر عنه بالمعادلة الآتية :

$$ع = \sqrt{\frac{\text{مجم س}^2}{n} - \left(\frac{\text{مجم س}}{n} \right)^2}$$

أما معامل الاختلاف أو التغير Coefficient of Variation فيعبر عنه بالمعادلة الآتية :

$$\text{معامل التغير} = \frac{\text{الانحراف المعياري}}{\text{المعدل السنوي للمطر}} \times 100 = \frac{ع}{س} \times 100$$

وعند حساب معامل الاختلاف أو التغير لمحطات الأرصاد الجوفية في منطقة الدراسة حسب معدل كمية المطر السنوي (خلال الفترة من عام ٨٢ إلى ١٩٩٢) وعلاقة ذلك بالانحراف المعياري للمطر تبين أن هذا المعامل يتراوح من ٥٧٪ إلى ٦٣٪ في حين تتراوح نسبته من ٧٠٪ إلى ٨٠٪ في كل من محطتي رأس الخيمة (المطار) والخت على التوالي . وبإستخدام الحاسب الآلي تم الحصول على النتائج الخاصة بالانحراف المعياري ومعامل الاختلاف والتباين (شكل ٦٧) ويتضح ذلك في الجدول الآتي :

جدول يبين الانحراف المعياري ومعامل الاختلاف ، والتباين في قيم الهانات
محطات الأرصاد الجوية بمنطقة الدراسة خلال الفترة من عام ٨٢ - ١٩٩٢ .

المحطات	المعدل السنوي ملم	الانحراف المعياري	معامل الاختلاف %	التباين	أقل كمية مطر سنوي ملم	أعلى كمية مطر سنوي ملم	الفرق بينهما (ملم)
البريرات	١١٠,٦	٦٦,٢	٦٠	٤٣٨٢	٢١	٢١٦	١٩٥
الدقاقة	١٢٦,٠	٧٩,٧	٦٠	٦٤٦٣	٢٢	٢٧٥	٢٥٣
أذن	١٢١,٨	٧٦,٩	٥٨	٤٦٢٢	٣٠	٢٢٥	١٩٥
الحث	١١٣,٠	٩٠,٨	٧٩	٨٢٥٤	٢٢	٣١٧	٢٩٥
رأس الخيمة	١١٣,٩	٨١,٤	٧١	٦٦٣٨	١٥	٢٥٦	٢٤١
شعم	١٧٧,٣	١١٢,٨	٦٣	١٢٧٣٨	٤٦	٣٤٧	٣٠١
مخرج الوادي	١١٣,٠	٧٥,٧	٥٧	٥٧٣٧	٣٥	٧٣٤	١٩٩

ويتضح من دراسة هذا الجدول أن قيم الانحراف المعياري للأمطار بعد هائلة جداً إذ تزيد عن ٦٦,٢ . وتزداد هذه القيم في محطات الأرصاد الجوية الغزيرة المطر ، وتقل في تلك المحطات القليلة المطر سنوياً ، فيبلغ المعدل السنوي للأمطار في شعم ١٧٧,٣ ملم ويصل الانحراف المعياري إلى ١١٢,٨ بينما في الدقاقة (معدل كمية المطر السنوي ١٢٦ ملم) يصل الانحراف المعياري إلى ٧٩,٧ وفي البريرات (معدل كمية المطر السنوي ١١٠ ملم) يصل إلى ٦٦,٢ . ويظهر التباينات في كمية المطر السنوي واضحاً عند دراسة الهانات الخاصة بأعلى كمية مطر سنوياً وأقلها والفرق بينهما لمحطات الأرصاد الجوية في منطقة الدراسة وتدل الزيادة في الفرق

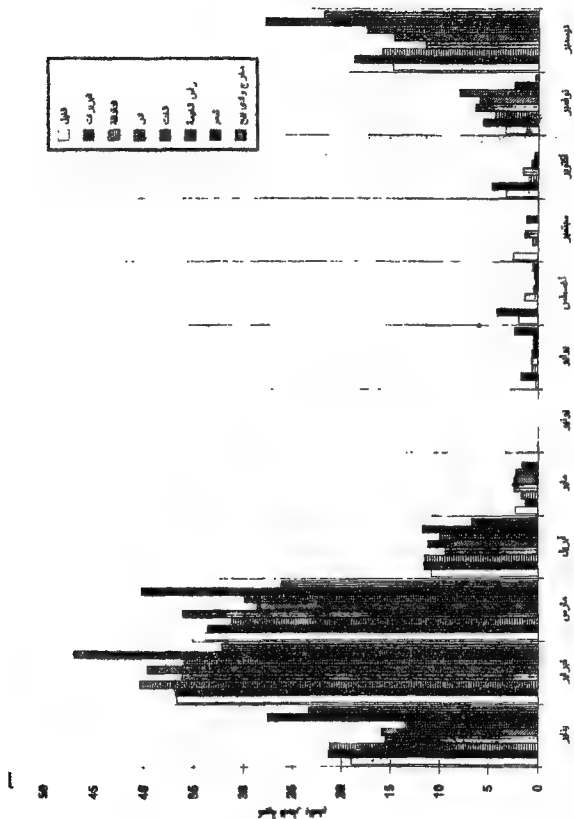
بينهما على التفاوت الكبير فى كمية المطر السنوى . ففى الخت يبلغ الفرق بين أعلى كمية مطر وأقلها فى السجلات المطرية حوالى ٢٩٥ ملم ومعامل الاختلاف ٧٩٪ وفى البريرات ١٩٥ ملم ومعامل الاختلاف ٦٠٪ وفى رأس الخيمة ٢٤١ ملم ومعامل الاختلاف ٧١٪ . ويعكس الإنحراف المعيارى للأمطار مدى التغير أو التفاوت فى كمية المطر الساقطة من عام إلى آخر لإرتباطه بمعدل المطر السنوى ، ومع ذلك لا يظهر قيمة مدى التباين المكانى للأمطار الساقطة . وباستخدام الحاسب الآلى يمكن حساب التكرار النسبى للأمطار السنوية .

التفاوت فى كمية المطر الشهرى :

من دراسة بيانات الأرصاد الجوية لكميات الأمطار الساقطة فى منطقة الدراسة خلال فترة زمنية تمتد لنحو عشرين عاماً من عام ١٩٧١ إلى عام ١٩٩٢/٩١ يتبين أن سقوط الأمطار يتركز فى أشهر معدودات من السنة ، وخاصة فيما بين شهر ديسمبر حتى نهاية شهر إبريل . وقد بلغ المعدل الفصلى لكمية الأمطار الساقطة فى هذه الأشهر الخمسة ١١٨,٧ ملم أى ما تصل نسبته إلى ٩٢,٢٪ من إجمالى معدل كمية المطر السنوى .

كما تبين كذلك أن شهر فبراير هو أغزر الشهور مطراً فى منطقة الدراسة . وقد بلغ المعدل الشهرى لهذا الشهر فى شع ٤٧,١ ملم والدقاقة ٤٠,٥ ملم والخت ٣٩,٨ ملم والبريرات ٣٦,٩ ملم ، فى حين كان المعدل الشهرى العام لمحطات منطقة الدراسة خلال هذا الشهر ٢٨,٢ ملم . وتمثل أمطار شهر فبراير نحو ٢٩,٦٪ من إجمالى معدل كمية المطر السنوى (شكل ٦٨) .

ويحتل شهر مارس المرتبة الثانية من حيث معدل كمية المطر الشهرى فى منطقة الدراسة حيث كان نصيبه ٣٢,٧ ملم (٢٥,٤٪) ثم يأتى بعده شهر يناير (١٥,٣٪) وديسمبر (١٣,٨٪) وإبريل (٨,١٪) . أما خلال فصل الصيف وبقية الأشهر الأخرى المعتدة من بداية مايو حتى نهاية نوفمبر فلا يمثل معدل كمية المطر السنوى الساقطة فيها أكثر من ٧,٨٪ من إجمالى كمية المطر السنوى (انظر الجدول) .



(شكل ٦٨) المعدل الشهري لكمية البعوض خلال الفترة من عام ٧١ / ٧٢

إلى عام ٩٧ / ٩٨ في منطقة رأس الخيمة وضواحيها (ملحق) .

جدول يبين المعدل الشهري لكمية المطر في بعض محطات الأرصاد الجوية في
منطقة الدراسة (خلال الفترة من ١٩٧١ إلى ١٩٩٧/٩١ ملم) .

المحطات	يناير	فبراير	مارس	أبريل	مايو	يونيو	يوليو	أغسطس	سبتمبر	أكتوبر	نوفمبر	ديسمبر	المعدل السنوي
الغيل	١٩,٠	٣٦,٨	٣٥,٣	١٠,٩	٦,٣	١,١	٠,٣	٢,٠	٦,٥	٢,٢	٢,٢	١٤,٨	١٣٥,٥
البريرات	٢١,٢	٣٦,٩	٣٢,٧	١١,٦	١,٣	-	١,٨	٤,٢	-	٤,٧	٥,٦	١٨,٧	٢٣٨,٦
الغضيفة	٢١,٦	٤٠,٥	٣١,٣	١١,٥	١,٧	-	٠,٦	٠,١	٠,٦	١,٠	٤,٤	١٥,٩	١٢٢,١
أذن	١٥,٥	٣٦,٣	٣٦,٢	٩,٥	٤,٤	-	٠,٧	١,٤	١,٤	١,٦	٢,٤	١١,٥	١٢٢,٥
الحث	١٥,٩	٣٩,٨	٢٨,٧	١١,٢	٤,٤	-	٠,٦	١,٥	-	٠,٧	٢,٠	١٤,٧	١٢٧,٤
ولي الحية (٢٩-٣١)	١٢,٥	٣٦,٠	٣٠,٠	١٠,٠	٢,٣	-	٠,٥	٠,٣	١,٢	٠,٤	٨,٠	١٧,٤	١١٩,٧
شمع	٢٧,٥	٤٧,١	١٠,٣	١١,٧	١,٧	-	٠,٥	٠,٤	-	-	٢,٥	١٧,٨	١٦٤,٦
منز وني مع (٨٢-٩٢)	٢٢,٤	٣٢,٣	٢٦,٢	٦,٨	-	-	٢,٤	٠,٦	-	-	٠,٤	١١,٨	١١٢,٥
المجموع الكلي	١٥٧,٢	٣٠٥,٧	٢٦١,٧	٨٢,٢	١٤,١	٠,١	٧,٤	٩,٥	٥,٧	١١,٦	٣٧,١	١٤٢,٦	١٠٠,٤
المعدل الشهري	١٩,٦	٣٨,٦	٣٦,٧	١٠,٤	١,٧	٠,٠١	٠,٩	١,١	٠,٧	١,٤	٤,٦	١٧,٨	١٢٩,٢
النسبة المئوية	٢١,٥,٢	٢٩,٦	٢٥,٤	٨,١	١,٣	-	٠,٧	٠,٨	٠,٥	١	٢,٥	١٢,٨	٢١٠٠

المصدر : وزارة الزراعة والثروة السمكية - دولة الإمارات العربية المتحدة - البيانات
الناخبة مجلد ٣ - (١٩٩٢) من إعداد الباحث اعتماداً على البيانات من ص ٢٨١
إلى ص ٤٣٣ .

ويحزى أسباب سقوط الأمطار الشتوية إلى تأثير فعل الإنخفاضات الجوية Depressions التى تصاحب الرياح العكسية وتنساب من الغرب إلى الشرق فى حوض البحر المتوسط . وعندما تنقلت بعض الإنخفاضات الجوية وتخرج عن مسالكها المألوفة فى العروض شبه المعتدلة ، وبحيث تسبغ لها الظروف الطبسية بتمركز جبهاتها الخلفية الباردة فوق القسم الشمالى من الجزيرة العربية أو فوق ميناء الخليج العربى ، سرعان ما تضطرب حالة الطقس وتتراكم السحب وتقل الرؤية وتنخفض درجة حرارة الهواء ، وتعرض أجزاء مختلفة من الأراضى الشرقية من دولة الإمارات العربية المتحدة (ومنها منطقة الدراسة) لهطول الأمطار العجائية الغزيرة .

أما سقوط الأمطار صيفاً وعند بداية فصل الخريف فوق منطقة الدراسة وأراضى دولة الإمارات العربية المتحدة عامة (وكما تظهر بيانات الأرصاد الجوية حدوث دورة ثانوية لنظام المطر المتكرر بحيث يكاد يسقط فيها المطر الخريفى بغزارة مرة كل ثلاث سنوات) فإن مرجعه ينحصر فى عاملين رئيسيين هما :

١- إن معظم كميات المطر الخريفى الساقطة تعزى إلى تأثير الرياح الموسمية الجنوبية الآتية من المحيط الهندى والرياح الموسمية الجنوبية الغربية الآتية من قلب القارة الأفريقية التى تتجه صوب أراضى اليمن وجنوب شبه الجزيرة العربى . وتسقط هذه الرياح أمطاراً فوق مرتفعات اليمن ثم قد يتعرض ما يتبقى ما فيها من رطوبة لعمليات التكاثف وذلك عند عبورها السلاسل الجبلية الشرقية الشميلية فى دولة الإمارات العربية المتحدة . وتسهم مرتفعات رؤوس الجبال فى حدوث عمليات التكاثف فى هواء التيارات الموسمية الخريفية وسقوط الأمطار الخريفية فوق منطقة الدراسة .

٢- يعزى كذلك سقوط بعض كميات الأمطار الصيفية والخريفية فوق منطقة الدراسة إلى حدوث الأمطار الانقلابية (التصاعدية) Convectonal .

وتقبل الهطول اليومي للأمطار التصاعدية تتميز درجة حرارة هواء منطقة الدراسة بإرتفاعها النسبي (قد تصل أحياناً إلى أكثر من ٤٠ م) ، وقد يصاحب حدوث العواصف الرملية أثناء النهار وصعود الهواء الساخن إلى أعلى . وفي طبقة التروبوسفير على إرتفاع ١٠,٠٠٠ متر يتعرض بخار الماء الصاعد إلى أعلى لعمليات التكاثف وتتكون سحب المزن الركامى التى هى فى نفس الوقت عبارة عن مولد كهربائى ثابت ولها القدرة على تكوين بلايين من وحدات الجهد الكهربائى خلال وقت قصير جداً . وعند إنقسام ذرات مياه الأمطار تكتسب الذرات المنفصلة شحنات موجبة فى حين تبقى الذرات المائية الأصلية بشحناتها السالبة . وعند صعود الهواء الساخن الرطب إلى أعلى يحمل معه الشحنات الموجبة إلى أعلى سحب المزن الركامى وتصطدم الشحنات الموجبة مع الأخرى السالبة وتتكون شرارات كهربائية ومن ثم يصاحب هذه الأمطار التصاعدية عادة حدوث عواصف الرعد والبرق.

الهطول اليومي للمطر :

من أهم مميزات الهطول اليومي للأمطار فى منطقة الدراسة خاصة وبقية أراضى دولة الإمارات عامة هو هطولها الفجائى . كما يتركز سقوط الأمطار فى أيام معدودات من السنة . ويعزى ذلك إلى إرتباط سقوط الأمطار بعمليات التكاثف التى تحدث على طول نطاق الجبهة الخلفية الباردة فى الإنخفاضات الجوية الشتوية وإلى حدوث الأمطار الانقلابية الصيفية كما سبقت الإشارة من قبل . ومن دراسات بيانات أعلى كمية مطر يومى وعدد الأيام الممطرة سنوياً فى محطات الدقاقة والبحريات ورأس الخيمة (المطار) خلال الفترة من عام ١٩٨٢ إلى عام ١٩٩٢ ، يتضح بأنه فى السنوات الشحيحة الأمطار (مثل عام ٨٤ ، وعام ١٩٨٥) فلا تزيد عدد الأيام الممطرة عن خمسة أيام فقط فى السنة . وقد كان عدد الأيام الممطرة فى الدقاقة عام ١٩٨٢ أربعة وعشرين يوماً ، وإنخفضت إلى ٤ أيام فقط عام ١٩٨٤ وإلى ٣ أيام عام ١٩٨٥ وإلى ٤ أيام عام ١٩٨٦ . وتكرر نفس الظاهرة فى كل من محطتى البحريات ورأس الخيمة فى

منطقة الدراسة . (انظر الجدول الآتى) .

والى جانب تميز نظام سقنوط الأمطار فى منطقة الدراسة بنظامه الفصلى وتركزه فى أشهر معينة ، وزيادة حدته فى أيام معدودات من السنة ، فإنه يتميز كذلك بهطول المطر وشدة كثافته فى سويات محدودة جداً خلال اليم الواحد . ومن ثم فإن درجة هطول أو إنهمار المطر Rainfall Intensity تعد عالية جداً ، وهى خاصية تميز الأمطار الفجائية التى تحدث فى المناطق الحارة الجافة .

ومن دراسة الجدول يتضح أنه فى يوم واحد من أيام شهر يناير عام ١٩٨٣ (وخلال ثلاث ساعات فقط) بلغت كمية المطر اليومى فوق الدقاقة ١٢ ملم أى نحو ٤,٥ ٪ من كمية المطر السنوى ، وفى نفس ذلك اليوم بلغت كمية المطر اليومى فى البريرات ٤,٦ ملم (٢٢ ٪ من كمية المطر السنوى) وفى رأس الخيمة ٨ ملم (٥,٣٣ ٪ من كمية المطر السنوى) .

وقد بلغت أعلى كمية مطر يومى خلال شهر فبراير عام ١٩٩٠ ، فوق الدقاقة ٦٧,٦ ملم (٦٢,٦ ٪ من كمية المطر السنوى) ، وقد سقطت هذه الكمية خلال أربع ساعات أى بدرجة هطول أو إنهمار تصل إلى ١٧ ملم/الساعة . وفى نفس ذلك اليوم من شهر فبراير عام ١٩٩٠ سقط فوق البريرات فى ثلاث ساعات نحو ٥١,٦ ملم (٦٧ ٪ من كمية المطر السنوى) وبدرجة هطول أو إنهمار تصل إلى ١٧ ملم/ الساعة ، وفوق رأس الخيمة (المطار) ٥٢,٥ ٪ (٤٢,١ ٪ من كمية المطر السنوى) وبدرجة إنهمار تصل إلى ١٩ ملم / الساعة .

وخلال الفترة من ١١ إلى ١٤ مارس ١٩٩٥ تعرضت أراضى دولة الإمارات العربية المتحدة لهطول أمطار غزيرة . فقد بلغت كمية الأمطار خلال هذه الأيام الأربعة فى شعم ، ١١٦ ملم ورأس الخيمة (المطار) ٥١ ملم والدقاقة ٥٥,٥ ملم والخت ٤٨,٢ ملم والغيل ٥٣,٥ ملم وأذن ٦١,٤ ملم والبريرات ٣٧,١ ملم . وتجمعت مياه الأمطار خلف السدود والخزانات

جدول يوضح أعلى كمية مطر يومي وعدد الأيام الممطرة سنوياً وكمية المطر السنوي
في بعض محطات الأرصاد الجوية بمنطقة الدراسة (من عام ٨٢ إلى عام ١٩٩١) .

سنة الرصد	البيانات	الدقة	البريرات	رأس الخيمة (لمطار)
١٩٨٢	- كمية المطر السنوي (ملم) - أعلى كمية مطر يومي (ملم) - أغزر الشهور مطراً - نسبة المطر اليومي الى اجمالي المطر السنوي - عدد الأيام الممطرة في السنة	٢٧٥ ٥٤ مارس ٪١٦, ٣ ٢٤	٢١٦ ٥٣, ٣ مارس ٪٢٤, ٦ ٢٢	٢٥٦ ٧٠, ٠ مارس ٪٢٧, ٣ ١٩
١٩٨٣	- كمية المطر السنوي (ملم) - أعلى كمية مطر يومي (ملم) - أغزر الشهور مطراً - نسبة المطر اليومي الى اجمالي المطر السنوي - عدد الأيام الممطرة في السنة	٢٢ ١٢ يناير ٪٥٤, ٥ ١٢	٢١ ٤, ٦ يناير ٪٢٢ ١١	١٥ ٨, ٠ يناير ٪٥٣, ٢ ١٤
١٩٨٤	- كمية المطر السنوي (ملم) - أعلى كمية مطر يومي (ملم) - أغزر الشهور مطراً - نسبة المطر اليومي الى اجمالي المطر السنوي - عدد الأيام الممطرة في السنة	٣٤ ٦, ٤ ديسمبر ٪١٨, ٨ ٤	٥٧ ٣٢, ٨ ديسمبر ٪٥٧, ٥ ٥	٢٦ ٨, ٨ ديسمبر ٪٣٣, ٨ ٤
١٩٨٥	- كمية المطر السنوي (ملم) - أعلى كمية مطر يومي (ملم) - أغزر الشهور مطراً - نسبة المطر اليومي الى اجمالي المطر السنوي - عدد الأيام الممطرة في السنة	٥٤ ٧, ٤ ديسمبر ٪١٣, ٧ ٣	٢٥ ٩, ٦ يناير ٪٣٨, ٤ ٤	٤١ ٤, ٧ يناير ٪١١, ٤ ٣

تابع الجدول السابق

سنة الرصد	البيانات	الدقة	البيانات	رأس الخيمة (لطار)
١٩٨٦	- كمية المطر السنوي (ملم) - أعلى كمية مطريومي (ملم) - أغزر الشهور مطراً - نسبة المطر اليومي إلى اجمالي المطر السنوي - عدد الأيام الممطرة في السنة	١٥٢ ١٦,٤ ديسمبر ٪١٠,٥ ٤	١٤٨ ٢١,٤ ديسمبر ٪١٤,٤ ٣	١٢٩ ١٣,٦ ديسمبر ٪١٠,٥ ٦
١٩٨٧	- كمية المطر السنوي (ملم) - أعلى كمية مطريومي (ملم) - أغزر الشهور مطراً - نسبة المطر اليومي إلى اجمالي المطر السنوي - عدد الأيام الممطرة في السنة	١٦٢ ٣٤,٦ مارس ٪٢١,٣ ٧	١٧٦ ٢٩,٢ مارس ٪١٦,٣ ٨	١٨٠ ٣٦,٢ مارس ٪٢٠ ٧
١٩٨٨	- كمية المطر السنوي (ملم) - أعلى كمية مطريومي (ملم) - أغزر الشهور مطراً - نسبة المطر اليومي إلى اجمالي المطر السنوي - عدد الأيام الممطرة في السنة	٨٨ ٤٣,٨ فبراير ٪٤٩,٧ ٨	٩٦ ٦٠,٠ فبراير ٪٦٢,٥ ٩	٣٥ ٢٥,٠ فبراير ٪٧١ ١١
١٩٨٩	- كمية المطر السنوي (ملم) - أعلى كمية مطريومي (ملم) - أغزر الشهور مطراً - نسبة المطر اليومي إلى اجمالي المطر السنوي - عدد الأيام الممطرة في السنة	١٧٤ ٣٣,٦ مارس ٪١٩,٣ ١٠	١٢٦ ٥٣,٤ مارس ٪٤٢,٣ ٧	١٤٩ ١٩,٣ ديسمبر ٪١٢,٩ ١٠
١٩٩٠	- كمية المطر السنوي (ملم) - أعلى كمية مطريومي (ملم) - أغزر الشهور مطراً - نسبة المطر اليومي إلى اجمالي المطر السنوي - عدد الأيام الممطرة في السنة	١٠٦ ٦٧,٦ فبراير ٪٦٣,٧ ٤	٧٧ ٥١,٦ فبراير ٪٦٧ ٦	١٢٧ ٥٣,٥ فبراير ٪٤٢,١ ٧
١٩٩١	- كمية المطر السنوي (ملم) - أعلى كمية مطريومي (ملم) - أغزر الشهور مطراً - نسبة المطر اليومي إلى اجمالي المطر السنوي - عدد الأيام الممطرة في السنة	١٩٣ ٢٢,٦ مارس ٪١١,٧ ١٤	١٦٤ ١٨,٨ مارس ٪١١,٤ ١١	١٨١ ٣٢,٠ مارس ٪١٧,٦ ١٢

المصدر : وزارة الزراعة والثروة السمكية - دولة الإمارات العربية المتحدة - البيانات المناخية .
المجلد ٣ عام ١٩٩٣ من ص ١٥ إلى ٣٢٦ (بيانات الجدول من إعداد الباحث من كل هذه الملاحظات).

المصدر : وزارة الزراعة والثروة السمكية - دولة الإمارات العربية المتحدة - البيانات
المناخية مجلد عام (١٩٩٣) ص ١٥ إلى ص ٣٢٦ .

المائية المقامة على بعض الأودية شبه الجافة في الدولة . وفقاً لتقرير وزارة الزراعة والثروة السمكية ، بلغ حجم المياه المتجمعة خلف السدود خلال هذه الأيام الأربعة أكثر من ١٢ مليون م^٣ . وفي منطقة الدراسة وصل ارتفاع المياه للمتجمعة خلف سد وادي بيج ستة أمتار . وقد تدرت كميتها بأكثر من خمسة ملايين م^٣ .

... احتمالات سقوط الأمطار في منطقة الدراسة Probability of Rainfall

دراسة احتمالات سقوط الأمطار هو من الموضوعات المهمة بالنسبة لمنطقة الدراسة خاصة وفي دولة الإمارات العربية المتحدة عامة ذلك لأن كمية المطر السنوي تؤثر في متسوب المياه الجوفية سلباً وإيجاباً وفي تغذية الخزانات المائية الجوفية وفي الخصائص الطبيعية والكيميائية لمياهها وفي الميزانية الهيدرولوجية للأودية . ومن ثم فإنه عند التخطيط لإستراتيجية الموارد المائية وتنميتها في منطقة الدراسة يحسن التعرف على نظام تكرار سقوط كميات الأمطار السنوية ، وأعلى كمية مطر يومي في السنة وتقدير فترات الرجوع Return Period وإحتمالية كل من التجاوز Exceedence Probability ونظام حدوث الأمطار السنوية القادمة . ويقصد هنا بفترة الرجوع متوسط المدة الزمنية بين سقوط كمية معينة من الأمطار وسقوط كمية معادلة لها أو أكبر منها أما الإحتمالية فتشير إلى احتمال سقوط كمية معينة من المطر أو كمية أكبر منها وعلى الرغم من أن نظرية الإحتمالات تتضمن معادلات إحصائية دقيقة ، إلا أنه يعتمد تماماً على مؤشراتنا وذلك نظراً لقصر طول الفترة الزمنية للسجلات المطرية (أقل من ٢٥ عاماً) لكثير من محطات الأرصاد الجوية في دولة الإمارات العربية المتحدة .

وقد قام هالكرو Halcrow بحساب احتمالات أعلى كميات مطر يومي في السنة ، وحساب فترات الرجوع خلال الفترة من عام ١٩٥١ إلى عام ١٩٦٧ في منطقة الشارقة . وأوضح هالكرو بأن كمية المطر اليومي التي تبلغ ٢٨,٢ ملم تحدث مرة واحدة كل سنتين على الأقل . وتلك التي تبلغ

٥٩,٦ ملم تحدث مرة واحدة كل أربع سنوات ، أما كمية المطر اليومي التي تزيد على ٧٥ ملم فهذه تحدث مرة واحدة كل ١٠ سنوات .

وفي هذه الدراسة إستخدم الباحث الأسلوب الذي إتبعه كل من Viess-man, 1977, Chow et al, 1988 ومحمد الصالح ١٩٩٥ عند حساب فترة الرجوع وإحتمالية التجاوز للأمطار السنوية ولأعلى كمية أمطار يومين في السنة في منطقة الدراسة خلال الفترة من عام ١٩٨٢ إلى عام ١٩٩٢ وذلك بتطبيق المعادلتين الآتيتين :

$$T = \frac{(n+1)}{m}$$

$$P = \frac{1}{T} \quad \text{or} \quad \frac{m}{(n+1)}$$

حيث أن T= فترة الرجوع بالسنين

n= عدد سنوات التسجيل

m= رتبة المطر

p= إحتمالية التجاوز .

وقد تم حساب إحتمالية حدوث الأمطار السنوية وأعلى كمية أمطار يومية في السنة ، خلال السنوات القادمة بتطبيق المعادلة الآتية :

$$q = 1 - (1 - p)^N$$

حيث أن :

q= إحتمالية حدوث الأمطار السنوية .

(أو أعلى كمية مطر يومي في السنة خلال السنوات القادمة)

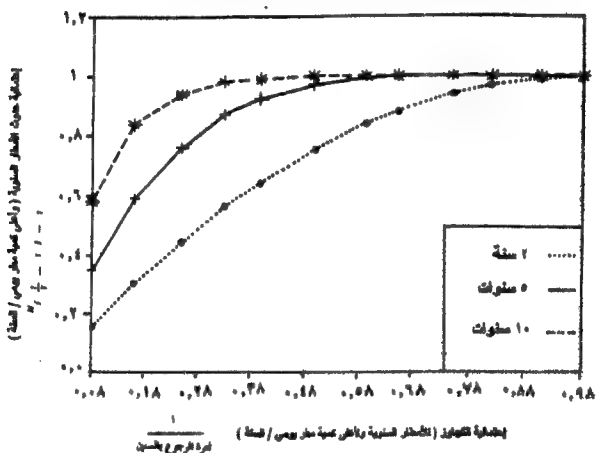
p= إحتمالات التجاوز .

N= عدد سنوات التسجيل .

ويعتبر تطبيق هذه المعادلات على بيانات الأرصاد الجوية لمحطات الدقاقات

والبريرات ورأس الخيمة (المطار) في منطقة الدراسة خلال الفترة من عام ١٩٨٢ إلى عام ١٩٩٢ تم حساب فترة الرجوع للأمطار السنوية ولأعلى كمية مطر يومي - بالسنتين - كذلك حساب احتمالية التجاوز ، والإحتمالية لفترة سنتين ، وخمس سنوات وعشر سنوات بإستخدام الحاسب الآلى ، ويتضح نتائج ذلك فى بهانات الجدول الآتى و(شكل ٦٩) .

شكل (٦٩) احتمالية سقوط الأمطار السنوية وأعلى كمية مطر يومي



(شكل ٦٩) احتمالية سقوط الأمطار السنوية وأعلى كمية مطر يومي .

جدول يوضح احتمالية تساقط كميات الأمطار السنوية ، وأعلى كمية أمطار يومية في السنة خلال السنوات القادمة في منطقة الدراسة (على أساس بيانات معدلات كميات الأمطار خلال الفترة من عام ٨٢ إلى عام ١٩٩٢ ملم والمترتبة تنازلياً) .

فترات الرجوع والاحتمالية لسقوط الامطار						رأس الخيمة		البريات		الدقة	
الاحتمالية لفترة ١٠ سنوات	الاحتمالية لفترة ٥ سنوات	الاحتمالية لفترة ستين	احتمالية التجاوز P	فترات الرجوع بالنسبة T	الرتبة m	اعلى كمية مطر يومي	كمية المطر السنوي	اعلى كمية مطر يومي	كمية المطر السنوي	اعلى كمية مطر يومي	كمية المطر السنوي
٠, ٥٨	٠, ٣٥	٠, ١٥٩	٠, ٠٨٣	١٢	١	٧٥, ٠	٢٥٦	٦٠, ٠	٢١٦	٦٧, ٦	٢٧٥
٠, ٨٤	٠, ٦٠	٠, ٣٠٠	٠, ١٦٦	٦	٢	٧٠, ١	٢٠٥	٥٣, ٤	١٩٣	٥٤, ٢	٢١٥
٠, ٩٤	٠, ٧٦	٠, ٤٤٠	٠, ٢٥٠	٤	٣	٥٣, ٥	١٨١	٥٣, ٣	١٧٦	٤٣, ٨	١٩٣
٠, ٩٨	٠, ٨٧	٠, ٥٦٠	٠, ٢٣٣	٣	٤	٣٦, ٢	١٨٠	٥١, ٦	١٦٤	٣٤, ٦	١٧٤
٠, ٩٩	٠, ٩٢	٠, ٦٤٠	٠, ٤٠٠	٢, ٤	٥	٣٢, ٠	١٤٩	٣٢, ٨	١٤٨	٣٣, ٦	١٦٢
٠, ٩٩٩	٠, ٩٧	٠, ٧٥٠	٠, ٥٠٠	٢, ٠	٦	٣١, ٦	١٢٩	٢٩, ٢	١٢٦	٢٤, ٨	١٥٢
١	٠, ٩٩	٠, ٨٤٠	٠, ٦٠٠	١, ٧	٧	١٩, ٣	١٢٧	٢١, ٤	٩٦	٢٢, ٦	١٠٦
١	١, ٠	٠, ٨٨	٠, ٦٦٠	١, ٥	٨	١٣, ٦	٤١	٢٠, ٤	٧٧	١٦, ٤	٨٨
١	١	٠, ٩٤	٠, ٧٦٠	١, ٣	٩	٨, ٧	٣٥	١٨, ٨	٥٧	٧, ٤	٥٤
١	١	٠, ٩٧	٠, ٨٣٠	١, ٢	١٠	٤, ٧	٢٦	٩, ٦	٢٥	٦, ٤	٣٤
١	١	٠, ٩٩	٠, ٩٢٠	١, ٠٩	١١	٢, ٨	١٥	٤, ٦	٢١	٣, ١	٢٢

وتظهر نتائج هذا الجدول فى منحنيات (شكل ٦٩) الذى تم إنشاؤه باستخدام الحاسب الآلى . وتوضح هذه المنحنيات احتمالية سقوط كمية الأمطار السنوية وأعلى كمية أمطار يومية خلال سنتين وخمس سنوات وعشر سنوات ، ويتضح منه كذلك بأن احتمالية التجاوز للسنوات المختلفة تتلاقى فى نقطة واحدة عند رقم الواحد الصحيح .

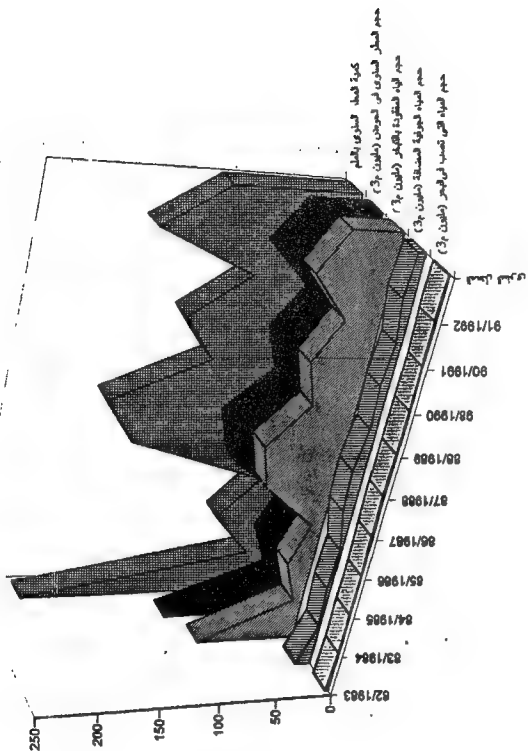
ومن دراسة الاتجاهات العامة للأمطار السنوية فى منطقة الدراسة يتبين أنها تتميز بالتغير والتذبذب الكبيرين من عام إلى آخر ، ويعزى ذلك إلى وقوع منطقة الدراسة فى نطاق هامشى بين الأقاليم المعتدلة شمالاً والأقاليم الصحراوية الحارة الجافة جنوباً ، ومن ثم فإن الأمطار الساقطة هنا ترجع أساساً إلى ظروف الضغط الجوى المحلى وأثر ذلك فى تغيرات مسالك الإنخفاضات الجوية شتاء وحدث الأمطار التصاعدية صيفاً . كما أن لكل من العوامل الأخرى مثل اختلاف المناسيب وإمتداد الحواض الجبلية التى تصطدم بها الرياح الرطبة ، ومساحة الأحزمة الشجرية الخضراء وزيادة نسبة التلوث الجوى ، وارتفاع ثانى أكسيد الكربون وأول أكسيد الكبريت فى الهواء ، دوراً مهماً فى تغير كمية المطر الساقطة من عام إلى آخر وفى تشكيل الميزانية الهيدرولوجية لمنطقة وادى بيج (شكل ٧٠) .

نشأة الأمطار :

يحدث أحياناً أن يرتفع الهواء الرطب الصاعد فى الجو إلى ما فوق مستوى التكاثف Condensation Level وقد يؤدى ذلك إلى تكوين السحب فى نفس الوقت الذى لا تسقط فيه الأمطار . وقد سهبت الإشارة من قبل إلى أن عملية التكاثف لا ترتبط فقط بضرورة إرتفاع الرطوبة النسبية فى الهواء إلى ١٠٠ ٪ ولكن ينبغي أن تتوفر فى هذا الهواء نويات التكاثف المبهرة والمسحب مائى إلا كتلاً متجمعة من بخار الماء تسبب معلقة فى الهواء (١) .

(١) a- Gressewil, P.K. " Physical Geography ", Longman. 4th edi, (1972) p.30.

b- Trewartha, G.T., " An Introduction to climate; N.Y. (1954) p.134.



(شكل ٧٠) الميزانية الهيدرولوجية لمنطقة وادي بيه .

وطالما أن قطيرات الماء فى السحب لم تزد فى وزنها ، فإنها لا تتعرض للتساقط وتظل مستقرة ومعلقة فى الهواء . أما إذا كبر حجم قطيرات الماء وزاد وزنها تبعاً لتجمعها حول نوايات التكاثف المجرية فى الهواء ، فيصبح من الصعب أن يحملها الهواء وتتعرض فى هذه الحالة للسقوط وقد تصل إلى سطح الأرض على شكل مطر . وتتلخص آراء الباحثين حول أسباب سقوط الأمطار من السحب فى أنها ترجع أساساً إلى عدم إستقرار مكونات السحب Cloud Instability نتيجة لوجود قطيرات الماء وبلورات الثلج معلقة فى الهواء عند درجة حرارة ٢٢° ف . وينتج عن صعود الهواء الساخن الرطب وإنخفاض درجة حرارته إلى ما دون نقطة الندى تعرض جزء من بخار الماء فيه لعمليات التكاثف والتسام . ويزداد حجم قطرات الماء وبلورات الثلج بالتدريج بحيث لا يمكن أن تظل معلقة فى الهواء فتتعرض للسقوط على سطح الأرض

ولما كانت قطيرات الماء تختلف فيما بينها من حيث الحجم ، فإن سرعة سقوطها من أعلى إلى أسفل تختلف من حالة إلى أخرى . ويصل قطر أكبر قطرة ماء حجماً فى الهواء العلوى نحو ٥ ملم وهنا تكون سرعة هبوط هذه القطرة المائية نحو ١٨ ميلاً فى الساعة . أما إذا كان حجم قطيرات الماء فى الهواء أقل من ذلك . فتقل سرعة هبوطها فى الهواء ، أو بمعنى آخر تتناسب سرعة قطرات ماء الأمطار فى الهواء (عند نزولها إلى سطح الأرض) تناسباً طردياً مع حجمها

وتمثل الأمطار الساقطة على سطح الأرض وما يصابها من حدوث الأنواع الأخرى من تساقط الثلج والبرد المصدر الرئيسى للمياه التى هى أساس حياة الإنسان والكائنات الحية على سطح الأرض . وتتوقف كمية الأمطار الساقطة على كمية المياه المفقودة بالتبخر من المسطحات المائية المختلفة كما تبين بأن كمية الأمطار الساقطة فوق المسطحات المائية (تبعاً لإتساع مساحتها) أكبر بكثير من تلك الساقطة فوق اليابس . ومن دراسة الميزانية المائية العامة لكوكب الأرض يتضح أن الفاقد السنوى من مياه

البحار والمحيطات عن طريق التبخر $0,36 \times 10^{14}$ م³/ السنة يعادل المكتسب السنوى من مياه الأمطار والتساقط الهائل على سطح الأرض كما يتضح فى البيان التالى :

الميزانية المائية العامة لكوكب الأرض (١) .

م ³ /السنة	جالون/السنة	
$14 \times 10^{14} \times 2,24$	$10^{10} \times 85,0$	- كمية التساقط فوق البحار والمحيطات
$14 \times 10^{14} \times 2,60$	$10^{10} \times 90,2$	- كمية التبخر من مياه البحر والمحيطات
<hr/>		
$14 \times 10^{14} \times 2,36+$	$10^{10} \times 9,7-$	الفاقد من مياه البحار سنوياً
<hr/>		
$14 \times 10^{14} \times 0,98$	$10^{10} \times 26,1$	- كمية التساقط فوق اليابس
$14 \times 10^{14} \times 0,62$	$10^{10} \times 16,4$	- كمية التبخر من سطح اليابس
<hr/>		
$14 \times 10^{14} \times 0,36+$	$10^{10} \times 9,7-$	- المكتسب من سطح اليابس

ونظراً لتزايد حاجة الإنسان لكميات إضافية من المياه لتغطية حاجات ومتطلبات الارتفاع المستمر فى إعداد البشر سنوياً على سطح الأرض ، ولتوفير المياه اللازمة لمشروعاته الزراعية والصناعية . تسعى كثير من دول العالم إلى إجراء تجارب متعددة للإستمرار أو لإسقاط المطر اصطناعياً.

(1) Moran, J.M, and Morgan, M.s., 'Meteorology', N.Y. (1991)
p.129.

أنواع الأمطار

تختلف أنواع الأمطار تبعاً للطرق المتنوعة التي تؤدي إلى صعود الهواء الدافئ الرطب إلى أعلى Air ascent ، ثم تعرض هذا الهواء للبرودة والتكاثف في طبقات الجو العليا ، وسقوطه على شكل مطر . ويمكن أن نميز ثلاث عمليات رئيسية مختلفة تؤدي إلى صعود الهواء ومن ثم ميز الباحثون ثلاثة أنواع^(١) مختلفة من الأمطار تتلخص فيما يلي :

أ- الأمطار الانقلابية أو أمطار تيارات الحمل الصاعدة :

Convictional Rain Falls

يسخن الهواء الملامس لسطح الأرض في المناطق المرتفعة الحرارة و يصعد إلى أعلى ويحل محله وأسفل منه هواء أبرد نسبياً ، ويستمر الهواء في صعوده إلى أعلى عدة آلاف من الأقدام إلى حين أن تتشابه درجة حرارته مع درجة حرارة الهواء الآخر العلوي الذي يحيط به في الطبقات العليا من التروبوسفير . ويظل الهواء مستمراً في عمليات صعوده إلى أعلى طالما أن درجة حرارته بقيت مرتفعة وكان الهواء قابلاً للتمدد ، أما إذا انخفضت درجة حرارة الهواء في طبقات الجو العليا عن نقطة الندى بأي عامل ما ، فقد تتكون سحب كثيفة من نوع المزن الركامي . وفي حالة توفر نوايات التكاثف تتكون قطرات الماء الكبيرة الحجم وتعرض الأخيرة للسقوط على شكل أمطار انقلابية . ويرتبط صعود الهواء إلى أعلى بارتفاع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض خاصة أثناء النهار في العروض المدارية .

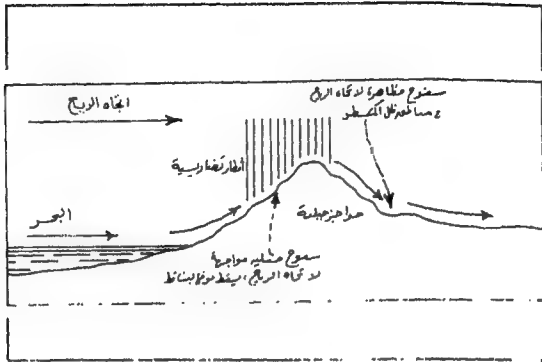
وتسقط الأمطار الانقلابية بغزارة شديدة في مناطق الرهو الإستوائي وغالباً ما يكون سقوطها خلال فترة ما بعد الظهيرة . وتسقط هذه الأمطار الانقلابية هنا طوال أيام السنة بفعل استمرار عمليات الصعود اليومي للهواء إلى أعلى . وتزداد كمية الأمطار الانقلابية الساقطة في مناطق الرهو الإستوائي خلال فترة الإعتدالين (عندما تكون الشمس عمودية على

(1) Strahler, A.V., " Introduction to Physical geography " Wiley, N.Y.(1969)
p.98-99

الدائرة الإستوائية) . وينتج عن هذه الأمطار الساقطة اليومية الغزيرة إرتفاع منسوب مياه المجارى النهرية و حدوث الفيضانات وتكوين المستنقعات . أما فى مناطق العروض الوسطى والعليا فإن الأمطار الانقلابية التى قد تحدث هنا ، ترتبط بالفصل الدفئ من السنة ، حيث يسخن اليابس بشدة و يصعد الهواء الملامس له إلى أعلى ، وقد يتعرض للمبرودة والتكاثف عند وصوله للطبقات العليا من الهواء . وللأمطار الانقلابية الصيفية فى مثل هذه المناطق أهمية كبيرة بالنسبة لنمو النباتات

ب- الأمطار التضاريسية : Orographic Rainfalls

قد يضطر الهواء الدافئ المحمل بالرطوبة عندما يصطدم بحواجز جبلية عالية أن يصعد إلى أعلى القمم الجبلية لعبورها . وأثناء صعود الهواء لهذه المنحدرات الجبلية تنخفض درجة حرارته ذاتياً ، وقد تقل درجة الحرارة هنا عن نقطة الندى ومن ثم يتعرض بخار الماء فى هذا الهواء لعمليات التكاثف وسقوط الأمطار . وحيث إن بخار الماء يرتبط أساساً بالطبقات السفلى من الهواء وتقل نسبته مع الإرتفاع إلى أعلى عن سطح الأرض فإن الأمطار تسقط بكميات عزيزة فوق السفوح الجبلية المواجهة للرياح الرطبة الدفيئة Windward Slopes كما هو الحال على السفوح الغربية لمرتفعات الروكى المواجهة للرياح العكسية الغربية شتاءً . والسفوح الغربية لمرتفعات لبنان الغربية المواجهة للرياح العكسية الغربية شتاءً . والسفوح الشرقية لمرتفعات جنوب شرق البرازيل المواجهة للرياح التجارية الجنوبية الشرقية أما الجوانب المظاهرة لإتجاه الرياح Leeward Slopes من هذه السلاسل الجبلية فتتساب إليها الرياح جافة حيث تكون قد أسقطت حمولتها من بخار الماء على الجانب الآخر من هذه الجبال . ويطلق على هذه السفوح الجبلية المظاهرة لإتجاه الرياح إسم مناطق ظل المطر Shadow Rain ونتيجة لهبوط الرياح من القمم الجبلية إلى ما تحت أقدام المنحدرات الجبلية على الجوانب المظاهرة لإتجاه الرياح ينضغط الهواء وترتفع درجة حرارته ذاتياً Adiabatic Heating ، وينجم عن ذلك إرتفاع درجة حرارة الهواء الملامس لهذه المنحدرات الجبلية ^(١) (شكل ٧١) .



! شكل ٧١ / الأمطار التصاريسية

ولا يمكن تحديد أجزاء المنحدرات الجبلية المواجهة لاتجاه الرياح والمحتمل أن تسقط فوقها الأمطار التصاريسية بارتفاع معين أو بارتفاع ثابتة محددة من جوانب السلاسل الجبلية بل تختلف مناطق الأمطار التصاريسية من عام إلى آخر بالنسبة للمكان الواحد وذلك تبعاً لإختلاف مواقع السفوح الجبلية المواجهة لاتجاه الرياح المعطاة وإختلاف مناسيبها وتتنوع درجة حرارة الهواء ومقدار نسبة بخار الماء الممتلئة فيه ومدى إقتراب جوانب السلاسل الجبلية المرتفعة من مسطحات مائية مجاورة ثم الإتجاه العام لمسالك الرياح الرطبة بالنسبة للإمتداد العام للسلاسل الجبلية ومنحدراتها

ج - الأمطار الإعصارية أو أمطار الجبهات :

Cyclonic or Frontal and Convergent Rainfalls

يتمثل هذا النوع من الأمطار مع الإنسياب الأفقى Horizontal Flow

(1) Trewartha, G.T " An Introduction to Climate ". NY (1954) p.138

للكتل الهوائية المختلفة الخصائص الطبيعية ، وبحيث يصاحب هذه الحركة الأفقية ، حركة أخرى رأسية يصعد عن طريقها الهواء الساخن إلى أعلى ولو بدرجات بسيطة . ومن ثم فإن أظهر مناطق نشوء الأمطار الأعاصرية أو أمطار الجبهات تتمثل عند العروض شبه الإستوائية (فيما وراء مناطق الرهو الإستوائى ذات الأمطار الانقلابية) وكذلك عند مناطق الجبهات المدارية منها والمعتدلة حيث تعد جميعها « مناطق إلتقاء » Convergent areas تتلاقى عندها كتل هوائية دفيئة مع كتل أخرى أبرد منها .

وكما تبين من قبل فإن الكتل الهوائية فى مناطق الجبهات من العروض المدارية تختلف فيما بينها من حيث درجة حرارتها وبسبة الرطوبة فيها ومقدار كثافتها . ومن ثم يصعد الهواء الساخن الأقل كثافة إلى أعلى الهواء البارد الأعلى كثافة ، وينتج عن ذلك حدوث الإضطرابات الهوائية ويتعرض الهواء الصاعد للرطب للبرودة التدريجية مع الإرتفاع إلى أعلى



(شكل ٧٢) نشأة الأمطار الإعصارية

وقد يتكاثف بحار الماء فيه وتسقط الأمطار وتتمثل مناطق سقوط الأمطار الإعصارية فى الجبهات شبه القطبية Subpolar Fronts فى العروض المعتدلة حيث تتلاقى هنا الرياح العكسية ذات الهواء الرطب الدافئ مع الهواء القطبى البارد ، وتتكون الإنخفاضات الجوية ومقدماتها الدفيئة ومؤخراتها الباردة ^(١) . ويلاحظ أن الهواء الساخن الصاعد فى مناطق الجبهات وعند مقدمات الإنخفاضات الجوية (بخلاف عما هو عليه فى حالة

الهواء الصاعد (الإنفلاتي) لا يصعد رأسيًا عن عند سطح الأرض إلى أعلى مباشرة بل يصعد بهبط ويتخذ اتجاهًا مائلًا - *Rises Obliquely and Slowly* . وعند وصوله إلى الهواء العلوي يتركز هذا الهواء الساخن فوق كتلة الهواء البارد (٢) . (شكل ٧٢) ونتيجة لصعود الهواء الساخن بهبط في مناطق الجبهات تسقط الأمطار منها بدرجة أقل قوة وشدة من تلك في حالة الأمطار الانقلابية أو في حالة حدوث عواصف الرعد والبرق إلا أن سقوط الأمطار في مناطق الجبهات يتميز باستمراره ، وسقوطه لفترة زمنية أطول من تلك في حالة الأمطار الانقلابية أو أمطار عواصف الرعد والبرق .

الإستمطار أو إسقاط المطر صناعياً :

تعود فكرة إسقاط الإنسان للمطر الاصطناعي *Artificial Rainfall* أو ما يعرف باسم « بذر السحب » إلى بداية الأربعينيات من هذا القرن . ورجع المايورولوجيون بإمكانية إستخدام الطائرات وتعليقها في مواقع تجمع السحب (الغيوم) وأن يقوم المختصون بإعداد وتجهيز بيئة جوية مناسبة تؤدي إلى تزايد حدوث عمليات التكاثف في هذه الغيوم . ويستخدم في هذا الغرض طريقة رش السحب وبذرها بشتات الفضة وبعض المواد الكيميائية الأخرى وبحلن السحب بذرات تمثل فيها نويات للتكاثف وإقتصر إجراء مثل هذه التجارب حتى الستينيات من هذا القرن على السحب الباردة *Cold Clouds*

ويمثل عامل تشييط نويات التكاثف وبذر السحب وحققها بأى من أيوديد الفضة AgI الذى تحتوى بلورته على نفس الخصائص الطبيعية لبلورات الثلج ، أو بإستخدام ثانى أكسيد الكربون الجامد CO_2 ، عند درجة حرارة $-80^{\circ}C$ (-١١٠°ف) . وتعد بلورات أيوديد الفضة من الذرات النشطة لحدوث التجمد ويزداد فعلها عند $-40^{\circ}C$ (-٢٥°ف) أو أقل من ذلك^(١) .

وتسمح كريات الثلج الصغيرة المتناثرة في السحب على تجمد

(1) Lockwood, J.G., " World Climatology ", Aronold, (1974) p.28.

(2) Trewartha G.T., " An Introduction to Climate ", N.Y. (1954)p.139.

قطيرات الماء وتجمعها حولها على شكل رقائق ثلجية Snow Flakes . وعلى ذلك عمل الباحثون على بذر نويات التكاثف الإصطناعية فى تجمعات السحب حيث تقوم الطائرات بحقن هذه السحب بأويديد الفضة أو عن طريق بذر ونشر كريات ثلجية صغيرة فى السحب . كما حاول العلماء إجراء مثل هذه التجارب من مواقع أرضية (عن طريق قذف السحب بمواد تثير فيها عمليات التكاثف) ولكن تبين أنه فى هذه الحالة تكون النتائج أقل فعالية وقد لا يصل أويديد الفضة المنتقذ من مراكز أرضية إلى المواقع المناسبة فى تجمعات السحب .

وفى محاولات تنشيط عمليات التكاثف فى السحب الدفيئة Warm Clouds يستخدم العلماء فى تحقيق هذا الغرض بلورات الملح البحرى Sea-Salt Crystals وبعض المواد الأستربتائية الأخرى (الماصة للرطوبة) Hygroscopic التى تحقن السحب بها وينجم عنها تزايد نمو قطيرات الماء .

وفى المناطق الحارة الجافة أجرى العلماء عدة تجارب للإستمرار فوق السفوح الغربية لمرتفعات سيرانيافادا بكاليفورنيا عرفت بإسم « مشروع سيرا التعاونى الإرشادى Sierra Co-operative Pilot Project (SCPP) » . واعتمدت هذه التجارب على طريقة حقن السحب التستوية المتجمعة فوق السفوح الجبلية بمواد تثير فيها نويات التكاثف وتعمل على تنشيطها . والقصد من ذلك إسقاط كميات كبيرة من الثلج ، وتجمعه فوق القمم الجبلية لمرتفعات سيرانيافادا حتى يمكن إستغلال المياه المخصرة منه خلال فصل الربيع فى توفير حاجات السكان المتزايدة من المياه فى ولاية كاليفورنيا . وتتمركز منطقة تجارب مشروع سيرا فى منطقة بحيرة تاهوى Tahoe . وقد تبين أن شهر يناير يعد أنسب شهور السنة لبذر السحب المتجمعة فوق أعالي الجبال ، وخاصة تلك التى تحتوى على

(1) a- Geiger, R. " The Climate near the ground ", Harvard Unvi. press (1980) p.193.

b- Donn, W.L., " The earth , our Physical Environment " John Wiley & Sons, N.Y. (1972).

قطيرات مائية غير أنها فى حاجة إلى وجود بلورات ثلجية لتغزير حدوث عمليات التكاثف وإسقاط الثلج منها .

وفى السبعينيات والثمانينيات من هذا القرن أجرى العلماء (فى مؤسسة NOAA) عدة تجارب أخرى لبذر السحب المتراكمة فى جنوب شبه جزيرة فلوريدا . وإستخدم العلماء فى هذا الشأن كل من أيوديد الفضة وذرات دقيقة الحجم من الرمال . وقد أثبتت هذه التجارب الأخيرة زيادة كمية الأمطار الساقطة من السحب التى تم بذرها بأيوديد الفضة بنسبة تصل إلى ٢٥٪ زيادة عن متوسط سقوطها فى حالة إستخدام الرمال .

وقد تبين أنه يمكن للمختصين إجراء مثل هذه التجارب السابقة فى مناطق مختلفة من العالم وإسقاط الأمطار إصطناعياً . غير أن بعض هذه التجارب لم تحقق النجاح الذى كان مرجواً منها وذلك بسبب إرتباط حدوث الإستمطار بوجود غيوم أو تجمعات من السحب الكثيفة ، وأن نسبة ما يتكاثف من هذه السحب لا يتعدى ١٪ فقط من نسبة الرطوبة فيها ، هذا إلى جانب عدم تحكم العلماء فى تحديد مواقع هطول المطر الإصطناعى على سطح الأرض ولا حتى فى كميته . وقد يتعرض المطر الإصطناعى الساقط فى المناطق الحارة الجافة لعمليات التبخر من جديد عند إقترابه من سطح الأرض ، ومن ثم يتحول إلى بخار ماء قبل وصوله إلى الأرض . هذا إلى جانب تفاقم المشاكل السياسية التى قد تظهر بين الدول المتجاورة التى تقوم بإجراء مثل هذه التجارب للإستمطار ، والتى قد يكون سببها سقوط الأمطار الإصطناعية من سحب كان مقدراً لها من قبل أن تتحرك وتنساب صوب مرتفعات جبلية فى بلدان أخرى مجاورة وكان من المتوقع سقوط أمطارها فوق هذه البلدان . أو بمعنى فإن التحكم الإصطناعى فى التوزيع الجغرافى لمورد طبيعى ما ، قد يتسبب فى حدوث مشاكل سياسية بين بلدان متجاورة . ومن المتوقع أن تكون المشكلات السياسية وحروب القرن القادم حول سيطرة الدول على الموارد المائية ومصادرها .

ومن طريق إستخدام التكنيكات الكهربائية للتصميم في الأحوال والظروف الجوية (وذلك من طريق إنشاء محطات أرضية ترسل موجات كهربائية تهدف إلى تنشيط عمليات التكاثر في السحب) يؤكد بعض الباحثين إمكانات هذه الطريقة الجديدة في التغلب على كل المشاكل القديمة ، وعلاج أوجه القصور التي كانت ترتبط بإستخدام طرق الإستمطار التقليدية . وتؤكد نتائج هذه الطريقة الكهربائية الجديدة في إمكانية حدوث الإستمطار دون الحاجة إلى وجود غيوم مسبقة ، وكفائتها في تشكيل أنواع الغيوم والتحكم في نشاط الزوايا والأعاصير المدارية

ونظراً لحاجة الإنسان المتزايدة للمياه عاماً بعد آخر تسعى كثير من دول الشرق الأوسط لتأمين حاجتها من المياه والبحث عن مصادر مياه جديدة عن طريق الإستمطار ، وفي أراضي فلسطين المحتلة أجريت عدة تجارب للإستمطار خاصة خلال الفترة من ٦٠ إلى ١٩٦٧ ومن عام ١٩٦٩ إلى ١٩٧٥

وفي الجمهورية السورية تبنت وزارة الزراعة مشروعاً ضخماً للإستمطار منذ نحو خمس سنوات بهدف تحسين توزيع كمية الأمطار الساقطة لخدمة الزراعات البعلية (التي تعتمد على المطر) . وبالتعاون مع المرصد الجوي المركزي الروسي تم تزويد وزارة الزراعة السورية (في نسوة عقد الإستمطار الذي بدأ منذ عام ١٩٩١) بالطائرات اللازمة وبمحطات الرادار ومحطات إستقبال ماتبثه الأقمار الصناعية المتحركة

وإعتمدت تجارب الإستمطار في سوريا على إستخدام الطائرات في بذر السحب وحققها بأيوديد الفضة . ونتج عن هذه التجارب زيادة كمية الأمطار الساقطة الإضافية (الزائدة عن المعدل السنوي لكمية الأمطار الساقطة) في موسم عام ١٩٩١ بنحو ٢,٤٥ مليار م^٣ ، وكانت تكلفة المتر المكعب الواحد ٠,٠٠٢ ليرة سورية وفي عام ٩٢/٩١ تحقق زيادة واضحة في كمية الإستمطار بلغت ٣,٢ مليار م^٣ وكانت تكلفة المتر المكعب الواحد

فيها ٠.٠٠٩ ليرة سورية . ثم ارتفعت زيادة كمية الأمطار الساقطة في عام ٩٣/٩٢ إلى نحو ٣,٦ مليار م^٣ عن المعدل السنوي وفي عام ٩٣/٩٩٤ إلى نحو ٢,٧ مليار م^٣ عن المعدل السنوي^(١)

العوامل التي تؤثر في كمية الأمطار الساقطة وتوزيعها الجغرافي :

تتأثر كمية الأمطار الساقطة ومواسم سقوطها فوق أي مكان من سطح الأرض بعوامل متعددة ويختلف مدى أثر كل من هذه العوامل من مكان إلى آخر ومن فصل إلى آخر بالنسبة للمكان الواحد وتتلخص هذه العوامل في الآتي .

١ - مواقع مناطق الجبهات Frontal Zones ومناطق تجمع الكتل الهوائية Horizon Convergence حيث يصعد الهواء الساخن الرطب في اتجاه مائل^٢ إلى أعلى ويرتكز فوق الهواء البارد ويتعرض للبرودة والتكاثف ومن ثم لعمليات التساقط سواء كان ذلك في المناطق المدارية أو في المناطق المعتدلة

٢ - مواقع مناطق الرهو الإستوائي Doldrum حيث يصعد الهواء رأسياً وبشدة إلى أعلى تحت تأثير تيارات الحمل الصاعدة Convectional وعندما يتعرض الهواء الدافئ الرطب لعمليات البرودة في الطبقات العليا من الهواء يتكاثف (عندما تقل درجة حرارة الهواء عن نقطة الندى) وتسقط الأمطار الانقلابية الغزيرة خاصة خلال فترة ما بعد الظهيرة في المناطق الإستوائية كما سبقت الإشارة من قبل .

٣ - زيادة إتساع المسطحات المائية وإرتفاع درجة حرارة الهواء الملاصق لها . مما يؤدي إلى زيادة نسبة بخار الماء في الهواء . وفي حالة هبوب الرياح من هذه المسطحات المائية متجهة نحو اليابس ، ترتفع نسبة بخار الماء فيها . وتسقط الرياح ما تحمله من بخار ماء على شكل أمطار وثلوج إذا كان الهواء الملاصق لسطح اليابس أبرد نسبياً من الهواء الملاصق للمسطحات المائية المجاورة له ، أو إذا إنخفضت درجة حرارة هواء هذه

(١) جريدة الإتحاد - دولة الإمارات العربية المتحدة - في يوم ١٧/١١/١٩٩٥

الرياح إنخفاضاً ذاتياً (صعود المنحدرات الجبلية المواجهة لها) .

مرور الرياح الآتية من المسطحات المائية فوق التيارات البحرية الدفينة أو فوق كتل مائية سطحية دفيئة حيث تنتج عن ذلك إرتفاع نسبة بخار الماء فى الرياح وإحتمال سقوطها لأمطار غزيرة عند إنتقالها إلى اليابس المجاور . وعلى سبيل المثال نلاحظ أن الرياح الساحلية الجنوبية الشرقية الصيفية تسقط أمطاراً غزيرة فوق السهول الساحلية الجنوبية الشرقية من الولايات المتحدة الأمريكية وساعد ذلك مرورها فوق المياه الدفينة للبحر الكاريبى وبحر سرجاسو وتيار الخليج الدفنى . وتتكرر هذه الحالة أيضاً بالنسبة للرياح التجارية الشمالية الشرقية لأمريكا الجنوبية وذلك بعد مرورها فوق المياه الدفينة للبحر الكاريبى ومياه التيار الإستوائى الشمالى الدفنى

فى حين تعمل التيارات البحرية الباردة وخاصة فى العروصر لمدايريه على انخفاض نسبة بخار الماء الممثل فى الهواء ومن ثم لا يساعد الرياح فى سقوط الأمطار . وعلى ذلك نلاحظ أن السواحل الغربية للصحرارى الحارة الجافة يسير حوارها بيارات بحرية باردة كما هو الحال بالنسبة لتيار بيرو البارد الذى يسير موارياً للساحل الغربى لصحراء أتكاما (شمالى شيلى) وتيار بنجويلا البارد الذى يسير موازياً لإنحاه الساحل الغربى للصحراء الأسترالية

مواجهة الرياح الرطبة عند هبوبها من المسطحات المائية إلى اليابس المجاور حافات جبلية عالية وهنا تضطر الرياح صعود القمم الجبلية وتعرض للتبريد الذاتى وللتكاثف وتسقط أمطاراً غزيرة فوق المنحدرات الجبلية المواجهة لها

- التوزيع الجغرافى الفصلى لمناطق الضغط الجوى ، حيث أن هناك علاقة كبيرة بين عناصر المناخ المختلفة وخاصة بين الحرارة والضغط الجوى والرياح والأمطار . فتتوزع مراكز الضغط الجوى المنخفضة منها والمرتفعة بحسب إختلاف درجة حرارة الهواء الملامس

للمسطحات المائية واليابس . وتنقل الرياح من مراكز الضغط المرتفع إلى مراكز الضغط المنخفض وتتوقف سرعتها على مقدار إنحدارات الضغط ومدى عمق الإنخفاضات الجوية ، وقد تسقط الرياح عند إنتقالها من المسطحات المائية إلى اليابس المجاور الأمطار إذا ما ساعدت العوامل المحلية على ذلك .

وعلى سبيل المثال يتكون فوق القسم الأوسط من قارة آسيا خلال فصل الصيف (الشمالي) نطاق واسع من الضغط المنخفض ، تنجذب إليه الرياح . وعلى ذلك تتجه الرياح الموسمية الجنوبية الشرقية الآتية من المحيطات المجاورة صوب أواسط آسيا ، وتسقط هذه الرياح أمطاراً غزيرة على المناطق الجنوبية الشرقية والشرقية من قارة آسيا خلال هذا الفصل ، وتقل كمية الأمطار الساقطة كلما اتجهت الرياح غرباً داخل القارة (١) أما في فصل الشتاء (الشمالي) فيتكون فوق القسم الأوسط من قارة آسيا نطاق هائل من الضغط المرتفع تخرج منه الرياح وعلى ذلك تتجه الرياح الموسمية الشمالية الغربية الشتوية من أواسط آسيا صوب المحيطين الهادئ والهندي وتعد هذه الرياح جافة تبعاً لهبوبها من اليابس ولقلة بخار الماء الممثل فيها ولذلك لا تسقط هذه الرياح أمطاراً فوق المناطق الداخلية من قارة آسيا إلا بعد أن تعبر البحار الداخلية وتتشبع ببخار الماء وترتفع فيها نسبة الرطوبة وتتحرف إتجاهات هذه الرياح نحو مراكز الضغط المحلية فتسقط هنا الأمطار وهذا ما يحدث بالنسبة للرياح الموسمية الشمالية الغربية الشتوية التي تعبر بحر اليابان وترتفع فيها نسبة الرطوبة فتسقط الأمطار على السفوح الغربية لمرتفعات اليابان. والرياح الموسمية الشمالية الشرقية الشتوية التي تتشبع ببخار الماء بعد عبورها خليج البنغال صوب مراكز الضغط الجوي المنخفض في جنوب مضبة الدكن وتسقط الأمطار فوق ساحل الغات الشرقية .

(١) د.حسن أبو العينين ، جغرافية العالم الإثليمية ، بهروت - الطبعة العاشرة - (الأسكندرية ١٩٨٩)

التوزيع الجغرافى لكمية الأمطار السنوية على سطح الأرض :

من دراسة خريطة توزيع الأمطار السنوية الساقطة فوق أجزاء سطح الأرض يتبين أن أغزر المناطق مطراً تتمثل فيما يلى :

١- المناطق الإستوائية وشبه الإستوائية التى تتعرض لسقوط الأمطار الانقلابية فى مناطق الرهو الدائم كما هو الحال بالنسبة لجزر الهند الشرقية وحوض الكنفو وساحل غانا ومعظم حوض الأمازون وتزيد كمية المطر السنوى هنا عن ٨٠ بوصة ، ونلاحظ أن الأمطار تسقط فوق معظم هذه المناطق طول العام .

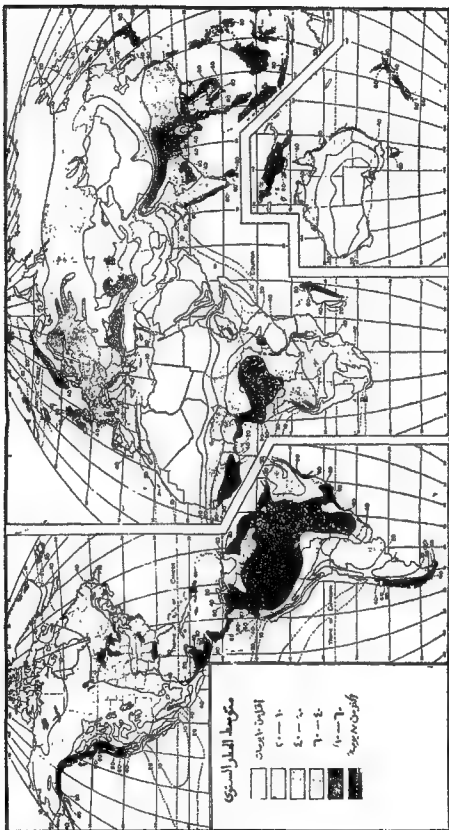
٢- مناطق السهول الساحلية الشرقية فى العروض المدارية والتى تهب عليها الرياح التجارية الموسمية المشبعة بكميات هائلة من بخار الماء خاصة بعد مرورها فوق المسطحات المحيطة الدفيئة وفوق التيارات البحرية الدفيئة . وتزداد كمية الأمطار الساقطة هنا خاصة إذا كان الهواء الملامس لسطح اليابس أبرد نسبياً من هواء الرياح الآتية من المسطحات المائية . ويساعد على سقوط المطر بغزارة فى مثل هذه المناطق كثرة حدوث الأعاصير المدارية (التيفون والهريكين) وعواصف الرعد والبرق والثرناو ، وأهم هذه المناطق الغزيرة المطر السنوى تتمثل فى السهول الساحلية الشرقية للهند الصينية وشبه جزيرة الملايو وجنوب شرق الصين الشعبية وجزر الفلبين وساحل الفات الغربية وحوض نهر الكانج والساحل الشمالى للبرازيل والساحل الجنوبى للولايات المتحدة الأمريكية المطل على خليج المكسيك وتتراوح كمية المطر السنوى الساقطة هنا من ٦٠ - ٨٠ بوصة (شكل ٧٣) ويلاحظ أن القسم الكبير لأمطار هذه المناطق يسقط خلال فصل الصيف .

٣- مناطق السهول الساحلية الغربية بالعروض المعتدلة الباردة والتى تتعرض لهبوب الرياح العكسية الغربية والإنخفاضات الجوية التى تصاحبها . وتغزر كمية الأمطار الساقطة إذا ما تميزت هذه السواحل الغربية بالمظهر الجبلى ، وتمتد فيها السلاسل الجبلية موازية لخط

الساحل وعمودية على الإتجاه العام للرياح الغربية . ومن بين أهم مناطق هذه السهول الساحلية الغزيرة الأمطار الساحل الشمالى الغربى لأمريكا الشمالية (إلى الشمال من دائرة عرض ٤٠° شمالاً) والسهول الساحلية الغربية للجزر البريطانية وجزيرة إيرلندا والسهول الساحلية الغربية الجبلية لشبه جزيرة أسكنديناوة ، وأهم هذه المناطق فى نصف الكرة الجنوبى تتمثل فى السهول الساحلية الجنوبية الغربية لشيلى والسهول الساحلية الغربية للجزيرة الجنوبية من نيوزيلند . وتتراوح كمية المطر السنوى هنا من ٦٠ إلى ٨٠ بوصة . وعلى الرغم من أن المطر هنا يسقط طول العام إلا أن القسم الكبير منه يسقط خلال فصل الشتاء . (الشتاء الشمالى فى نصف الكرة الشمالى ، والشتاء الجنوبى بالنسبة للمناطق الواقعة فى نصف الكرة الجنوبى) .

ومن دراسة خريطة التوزيع الجغرافى لكمية الأمطار السنوية الساقطة يتبين أن الصحارى الحارة الجافة فى العروض المدارية (الصحراء الكبرى فى أفريقيا وصحراء بلاد العرب فى آسيا وصحارى نيفادا وأريزونا وكولرادو وموجاف فى جنوب غرب الولايات المتحدة الأمريكية وصحراء غرب أستراليا وصحراء أتكاما فى شمال شيلى وكلها فى جنوب غرب إفريقيا) تعد جميعاً من أقل الأقاليم مطراً على سطح الأرض . وتقل كمية الأمطار هنا عن ١٠ بوصات فى السنة . وقد يمضى على بعض مناطق واسعة منها عدة سنوات متعاقبة دون أن تسقط قطرة ماء واحدة من الأمطار فوقها . ويعزى الجفاف الشديد لهذه المناطق إلى ما يلى :

١- وقوع هذه الصحارى فى الأجزاء الغربية من العروض المدارية ومعنى ذلك أنها لا تتأثر بالرياح العكسية الغربية من جهة كما تصل الرياح التجارية أو الموسمية إليها جافة بعد أن تكون قد أسقطت ما تحمله من بخار ماء فى الأجزاء الشرقية من هذه العروض .



(شكل ٧٣) التوزيع الجغرافي لكمية المطر السنوي في العالم .

ب- تنساب التيارات البحرية الباردة مجاورة للسواحل الغربية لهذه الصحارى كما سبقت الإشارة من قبل، وتقلل هذه التيارات الباردة من نسبة الرطوبة بالهواء الملاصق لها ونادراً ما تسقط هنا الأمطار، وإن كان حدوث الضباب شائعاً وهو الذى سرعان ما ينتفشع عند بداية الصباح.

ج- لا تساعد زيادة إرتفاع درجة حرارة الهواء الملاصق لسطح الأرض بهذه المناطق - هذا إلى جانب ندرة وجود الغطاءات النباتية - على حدوث عمليات التكاثف فى الهواء الرطب الذى قد يمر فوقها ، بل يتعرض هذا الهواء الرطب للتشتت والصعود إلى أعلى .

ويمكن أن نوضح هذه الاختلافات الإقليمية فى التوزيع الجغرافى لكمية الأمطار السنوية على سطح الأرض فى رسم بيانى يظهر التوزيع السنوى لكمية الأمطار الساقطة فوق نطاقات سطح الأرض المختلفة (شكل ٧٤) Zonal Distribution of Rainfall ومن دراسة هذا الشكل يتضح الآتى (١) :

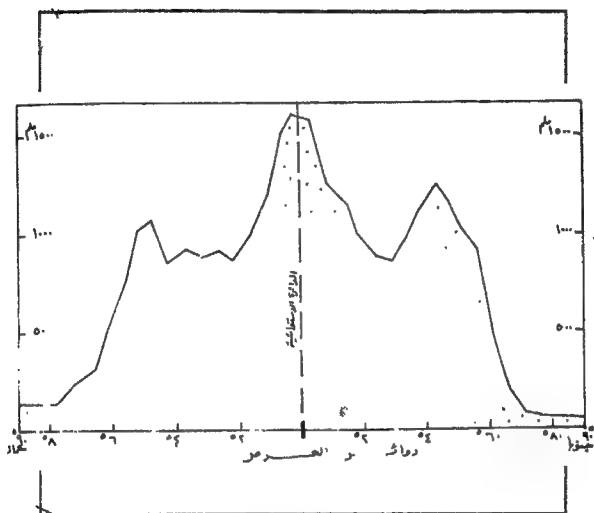
١- أن أغزر مناطق الأرض مطراً هى تلك التى تقع بين دائرتى عرض ٥° شمالاً وجنوباً أى مناطق الزهر الإستوائى وتصل كمية المطر السنوى هنا إلى أكثر من ١٥٠٠ مم .

ب- يحدث إنخفاض واضح فى محنى كمية المطر السنوى خاصة فيما بين دائرتى عرض ٢٠° - ٣٥° شمالاً وجنوباً حيث تتركز الأمطار الصيفية فى شرق القارات وفى هذه النطاقات المدارية . ولايزيد معدل كمية المطر السنوى عن ٨٠٠ ملم . وتمثل هذه النطاقات الأخيرة من أهم المناطق لتكوين أضداد الأعاصير المدارية ، حيث يهبط الهواء فيها من أعلى إلى أسفل فى العروض المدارية غرب القارات الصحارى الحارة الجافة .

ج- تتكون قمة ثانوية لمنحنى المطر تتمثل فيما بين دائرتى عرض ٤٠° - ٦٠° شمالاً وجنوباً حيث تصل كمية المطر السنوى هنا إلى نحو ١١٥٠ ملم ، وتسقط الأمطار فوق هذه النطاقات بفعل الرياح العكسية الغربية

(1) Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate ", N.Y. (1954)p.140

والإنخفاضات الجوية المصاحبة لها خاصة خلال فصل الشتاء .



(شكل ٧٤) نطاقات توزيع المطر السنوى مع دوائر العرض المختلفة

فى نصفى الكرة الأرضية

د- يتكون إنخفاض شديد فى منحنى معدل المطر السنوى فى نصف الكرة ويمتد قاع هذا الإنخفاض فيما بين دائرتى عرض ٦٥ - ٩٠ فى نصفى الكرة الأرضية . وتقل معدل كمية المطر الساقط هنا عن ٥ ملم سنوياً .

وعلى الرغم من التشابه العام فى كمية الأمطار السنوية الساقطة بنصفى الكرة الأرضية إلا أن هناك بعض الاختلافات فى التوزيع الإقليمى لها يمكن أن تتلخص فى النقاط التالية :

١- أن كمية الأمطار السنوية الساقطة فيما بين الدائرة الإستوائية حتى

دائرة عرض ١٠° شمالاً ، أكبر من تلك الساقطة عند نفس العروض في نصف الكرة الجنوبي . ويعزى ذلك إلى وقوع القسم الكبير من مناطق الرهو الإستوائى (وكذلك خط الإستواء الصحارى) إلى الشمال من الدائرة الإستوائية ويلاحظ أن الشمس عند تعامدها على مدار الجدى خلال فصل الصيف الجنوبى ، فإن قسماً كبيراً من مناطق الرهو الإستوائى يظل واقعاً إلى الشمال من الدائرة الإستوائية نفسها .

ب- تقل كمية الأمطار السنوية الساقطة فيما بين دائرتى عرض ٤٠° - ١٠° شمالاً عن تلك الساقطة عند نفس العروض في نصف الكرة الجنوبي . ويعزى ذلك إلى زيادة إتساع المسطحات المائية في نصف الكرة الجنوبي عنها بالنسبة لنصف الكرة الشمالى عند هذه العروض .

ج- أن المعدل السنوى لكمية الأمطار الساقطة فوق المحيطات (٤٤ بوصة تقريباً) أعلى بكثير من نفس هذا المعدل بالنسبة لأراضى اليابس (٢٦ بوصة تقريباً) ، وهذا يرجع إلى أن مساحة المسطحات المائية تصل إلى ٧١٪ من جملة مساحة سطح الكرة الأرضية

ويقدر الباحثون بأن المتوسط السنوى لكمية الأمطار الساقطة فوق سطح الأرض (اليابس والمسطحات المائية معاً) تصل إلى نحو ٩٧٥ ملم (٣٩ بوصة) وهذه تمثل كتلة مائية يصل حجمها إلى نحو ٤٩٧١ × ١١٠ متر مكعب من المياه ^(١)

ومن دراسة كمية الأمطار الشهرية الساقطة خلال أشهر السنة فوق أجزاء سطح الأرض ، يمكن تمييز عدة نظم مختلفة للمطر تختلف خصائصها العامة من إقليم إلى آخر ، وتتلخص هذه النظم فيما يلى ^(٢) :

أ- النظام الإستوائى Equatorial Regime :

ويمثل فى مناطق الرهو الإستوائى وتنحصر هذه المناطق فيما بين دائرتى عرض ٥° شمالاً وجنوباً ، وتسقط الأمطار هنا طول العام إلا أن اغزر الفترات مطراً تحدث خلال فترة الإعتدالين (الربيع والخريف) حيث تكون الشمس عمودية على الدائرة الإستوائية . ومن ثم تظهر قمتان فى

أعمدة المطر خلال الفترة من أبريل إلى يونيو والفترة الممتدة من بداية أكتوبر حتى نهاية نوفمبر . وتقل كمية الأمطار السنوية الساقطة عند أطراف هذه الأقاليم ومن ثم يتكون نظام من المطر يمكن أن يطلق عليه نظام شبه الإستوائي .

ب- النظام المدارى الرطب : Tropical wet Regime

يتمثل هذا النظام من المطر فى العروض المدارية فيما بين ٥° - ١٥° شمالاً وجنوباً بشرق القارات . وتسقط الأمطار هنا بغزارة بفعل الرياح التجارية والموسمية الشرقية . ويتمثل فيه فصل شبه جاف يمتد من مايو حتى شهر أغسطس بالنسبة للمناطق المدارية الرطبة فى نصف الكرة الجنوبي كما هو الحال فى شرق البرازيل . أما بالنسبة لهذا النظام فى نصف الكرة الشمالى فتسقط الأمطار بغزارة خلال فصل الصيف الشمالى ويتميز الشتاء بجفافه ^(١) . ويعرف هذا النظام فى قارة أفريقيا باسم النظام السودانى .

ج- النظام الموسمى Monsoon Regime :

ترتبط كمية المطر وموعد سقوطها فى هذا النظام بالرياح الموسمية وتنفز الأمطار صيفاً (بالنسبة لنصف الكرة الشمالى) خاصة خلال الفترة الممتدة من مايو إلى نهاية سبتمبر ^(٢) . وتظهر قمة المطر فى شهر يوليو ويسقط فى هذا الشهر وحده أكثر من ٥٥ سم من المطر . ويتمثل هذا النظام فى جنوب شرقى آسيا وشرق الصين الشعبية . وإذا كانت المناطق الشرقية والوسطى من العروض المدارية ممطرة فإن المناطق الغربية فيها نادرة المطر . وقد أدى ذلك إلى تكوين الصحارى الجافة فى غرب القارات بالعروض المدارية .

(1) Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate ", N.Y (1954) p.141.

(٢) للدراسة التفصيلية راجع الفصل الخاص بدراسة الأقاليم المناخية فى العالم من هذا الكتاب .

د- نظام البحر المتوسط Mediterranean Regime :

وهو عبارة عن منطقة إنتقالية تقع بين العروض المدارية فى الجنوب والعروض المعتدلة فى الشمال وذلك فيما بين دائرتى عرض ٢٠ - ٤٠ شمالاً وجنوباً وفى غرب القارات . وتتعرض هذه المناطق الأخيرة لتأثير الرياح العكسية الممطرة خلال فصل الشتاء فى حين لا تسقط الرياح التجارية التى تهب على هذه المناطق أمطاراً خلال فصل الصيف . ومن ثم فإن المطر الشتوى لمناطق نظام البحر المتوسط يزداد غرباً وتقل كميته الساقطة بإتجاه الشرق .

هـ- النظام الصينى :

وهو عبارة عن إمتداد نطاق عروض البحر المتوسط فيما بين دائرتى عرض ٢٠ - ٤٠ شمالاً وجنوباً ولكن فى شرق القارات . ويتمثل هذا النظام بصورة جيدة فى شرق الصين . والأمطار هنا صيفية بفعل الرياح الموسمية الشرقية وتتميز بغزارتها فى حين يتميز الشتاء بجفافه . ومن ثم فإن كمية المطر فى هذا النظام تزداد شرقاً وتقل فى إتجاه الغرب .

و- نظام غرب أوروبا :

ويتمثل هذا النظام فى العروض المعتدلة فيما وراء نظام البحر المتوسط ويقع نطاقه فيما بين دائرتى عرض ٤٠ - ٦٠ شمالاً وجنوباً فى غرب القارات . وتسقط الأمطار هنا طوال العام بسبب هبوب الرياح العكسية الغربية إلا أنها تغزر خلال فصلى الشتاء والخريف . وتزداد كمية المطر السنوى الساقطة فى المناطق التى تحدث عندها الإنخفاضات الجوية بكثرة وتلك التى تتمثل فيها سلاسل جبلية تمتد عمودية بالنسبة لإتجاه الرياح الغربية . ومن ثم تقل الأمطار الساقطة فى إتجاه عام من الغرب إلى الشرق .

(1) Gresswell, R.K., " Physical geography ", London, (1972) p.58.

(٢) د. عبد العزيز طريح شرف ، الجغرافيا المناخية والنباتية ، الإسكندرية (١٩٦١) ص ١٨١-١٨٧ .

ز- نظام وسط وشرق أوروبا :

ويقع عند نفس دائرة عرض نظام غرب أوروبا ولكن إلى الشرق منه . ومن ثم تصل الرياح الغربية إلى الأقاليم الوسطى وهى شبه جافة وتكاد تكون نادرة المطر فى الأقاليم الشرقية . وفى هذه الأقاليم الشرقية والوسطى بالعروض المعتدلة تسقط بعض الأمطار الانقلابية الصيفية ، نتيجة لإرتفاع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض خلال فصل الصيف ، وصعود الهواء إلى أعلى وتعرضه للبرودة والتكاثف ، وتحدث أيضاً هنا عواصف الرعد والبرق . ويتمثل هذا النظام فى وسط أوروبا وشرقها وجنوب سيبيريا وفى السهول الوسطى بأمريكا الشمالية وسهول بتاجونيا فى أمريكا الجنوبية وأوروبا الوسطى فى جنوب شرق أستراليا .

ح- النظام شبه القطبى والقطبى :

ويمتد هذا النظام إلى الشمال من الدائرة القطبية ٦٦,٥ شمالاً وجنوباً ولا يتأثر كثيراً بالرياح الغربية للمطرة ويقع معظم فترات السنة تحت تأثير الرياح القطبية الباردة الجافة . وتتعرض الهوامش الجنوبية من هذا النظام فى نصف الكرة الشمالى والهوامش الشمالية منه فى نصف الكرة الجنوبى لبعض الأمطار الساقطة بفعل تكوين الإنخفاضات الجوية عند نطاق الجبهات شبه القطبية Subpolar Fronts وتقل الأمطار فى هذا النطاق كلما إتجهنا شمالاً نحو القطب الشمالى وجنوباً نحو القطب الجنوبى . ومعظم التساقط هنا يحدث فى صورة ثلج نظراً لإنخفاض درجة حرارة الهواء القريب من سطح الأرض عن نقطة الندى خلال فصل الشتاء .

الباب الثالث

طرائق تقسيم سطح الأرض إلى أقاليم مناخية وخصائص هذه الأقاليم ودراسة تطبيقية لها في قارتى أوروبا وأستراليا

- الفصل الثانى عشر : طرائق تقسيم سطح الأرض إلى أقاليم مناخية
- الفصل الثالث عشر : الخصائص العامة للأقاليم المناخية وتوزيعها الجغرافى على سطح الأرض .
- الفصل الرابع عشر : دراسة تطبيقية للأقاليم المناخية فى قارتى أوروبا ، وأستراليا .

الفصل الثانى عشر

طرائق تقسيم سطح الأرض

إلى أقاليم مناخية

لا يتوقف مناخ منطقة ما من سطح الأرض على مدى الاختلاف فى عنصر مناخى واحد كالحرارة أو المطر بين أجزاء سطح الأرض المختلفة ، بل هو نتيجة لتفاعل كل عناصر المناخ مجتمعة فى منطقة ما خلال مدة طويلة من الزمن (لا تقل عن ٣٥ عاماً) وبحيث تظهر معدلات قيم هذه العناصر مظهراً مناخياً معيناً لهذه الإقاليم و تميزه مناخياً عن غيره من الأقاليم المناخية الأخرى فى العالم .

وتبعاً لتنوع العوامل التى تؤثر فى اختلاف الظروف المناخية من مكان إلى آخر على سطح الأرض ، فمن النادر أن يميز الباحث إقليمين مناخيين متشابهين فى جميع خصائصهما المناخية ، بل من الصعب - أن لم يكن من المستحيل - أن تتشابه جميع أجزاء الإقليم المناخى الواحد فى كل الخصائص والظروف المناخية . وربما يتمثل الإقليم المناخى بحق فى قلب الإقليم وتقل درجة التشابه فى الخصائص المناخية للإقليم كلما بعدنا عن منطقة قلب الإقليم Core Area وإتجهنا نحو أطرافه . ومن هنا تظهر مشكلة المناطق الحدية أو الهامشية Marginal Areas التى تقع عند الحدود الفاصلة بين كل إقليم مناخى وآخر مجاور له . فتمثل هذه المناطق الحدية تشابه مع كل من الإقليمين المناخيين المتجاورين فى بعض الخصائص والظروف المناخية ، وتختلف عنهما كذلك فى بعض الظروف المناخية الأخرى ^(١) . وعلى ذلك من المستحيل ملاحظة إختلافات مناخية فجائية Sudden Change عند الانتقال من إقليم إلى آخر كما يتضح ذلك عند دراسة الحدود الوضعية التى تفصل بينهما على الخرائط المناخية ، ذلك لأن هذا التغيير المناخى بين إقليمين مناخيين غالباً ما يكون تغييراً تدريجياً

(١) د . حسن ابر المينين « جغرافية العالم الإقليميه ... » الإسكندرية - الطبعة العاشرة (١٩٨٩) .

ومن ثم فإن، الانتقال من إقليم مناخى إلى آخر متجاور له يكون دائماً انتقالاً تدريجياً .

ويذكر الأستاذ ترايوارثا Trewartha بأن الإقليم المناخى قد يمثل إقليماً واحداً مترابط الأبعاد من سطح الأرض ، كما أنه قد يتكون فى عدة أجزاء متفرقة من سطح الأرض ، وقد يتباعد كل جزء منها عن الآخر بمسافات طويلة جداً . وقد تتمثل هذه الأجزاء من الإقليم المناخى الواحد فى عدة قارات مختلفة . إلا أن الظروف المناخية التى تشكل هذه الأجزاء جميعاً تعد متشابهة إلى حد كبير ، وغالباً ما تقع هذه الأجزاء المتباعدة عند دوائر عرض متشابهة (١) .

وعلى ذلك ظهرت محاولات كثيرة قصدت تقسيم سطح الأرض وتصنيفه إلى أقاليم مناخية ، وإستخدم كل باحث فى كل محاولة منها أسساً مختلفة بحيث يمكن عن طريقها تمييز أقاليم مناخية تختلف فيما بينها من حيث الظروف المناخية السائدة . وإعتقد كل باحث بأن الأسس التى إختارها لتمييز تلك الأقاليم المناخية فى تصنيفه قد تعد أوفق الأسس التى يمكن عن طريقها تقسيم سطح الأرض إلى أقاليم مناخية . وعلى ذلك تعددت التقاسيم المقترحة من جانب العلماء لتصنيف سطح الأرض إلى أقاليم مناخية تبعاً للأسس التى إعتد عليها كل باحث فى تقسيمه لها ، وعلى الرغم من تعدد هذه التقاسيم إلا أن لكل منها مزاياه وكذلك عيوبه ، وليس من الصواب أن نصنف أحد هذه التقاسيم المناخية على أنه أحسن من غيره من التقاسيم الأخرى .

وقد ذكر الأستاذ أوستن ميلر Miller,A,1953 بأن أقدم محاولات تقسيم سطح الأرض إلى أقاليم مناخية ربما ترجع إلى العهد الإغريقى . وقد قسم الإغريق القدماء سطح الكرة الأرضية إلى نصفين أحدهما شمالى والآخر جنوبى . وعلى أساس الاختلاف فى درجة حرارة الهواء

(1) Trewartha, G.T., " Fundamental of Physical Geography ", N.Y. (1961)p.210.

قسم الإغريق كل من نصفى الكرة الأرضية إلى ثلاثة أقاليم هي (١) :

أ- أقاليم مرتفعة الحرارة طول السنة وليس لها فصلاً شتوياً Winterless
وتتمثل فى هذه الأقاليم فى المناطق المدارية .

ب- أقاليم منخفضة الحرارة طول السنة وليس لها فصلاً صيفياً Sum-
merless وتمثل هذه الأقاليم فى المناطق القطبية .

ج- أقاليم وسطى أو معتدلة Intermediate or middle latitudes وتقع
فيما بين الإقليمين السابقين ، ويتمثل فيها الفصول الأربعة (٢) .

وعلى ذلك يتضح أن الأساس الذى إستخدمه الإغريق القدماء عند
تصنيفهم الأقاليم المناخية فوق سطح الأرض يتمثل فى عنصر الحرارة .
وينبغى أن ندرك بأنه من الخطأ أن يعتمد التقسيم المناخى على عنصر
واحد فقط كأساس للتقسيم ، لأن هذا العنصر فى هذه الحالة لا يعبر عن
الظروف المناخية ، بل أنه يعبر عن الاختلافات فى خصائص وحالة هذا
العنصر بين مكان وآخر . فتقسيم الإغريق لسطح الأرض على أساس
عنصر الحرارة لا يؤدى فى الواقع إلى تمييز سطح الأرض إلى أقاليم
مناخية ، بل تمييزها إلى نطاقات حرارية . وكذلك الحال عند إستخدام
عنصر المطر ، وحده ، فى تصنيف سطح الأرض إلى أقاليم مناخية ، يؤدى
ذلك إلى تمييز نطاقات المطر على سطح الأرض . وعلى ذلك ينبغى على
الناس أن يدرك بأن الإقليم المناخى لا بد وأن يميز على أساس إستخدام
أكثر من عنصر من عناصر المناخ (حرارة ، وضغط جوى ، رياح ومطر
وتساقط) فى عمليات تقسيمه وتصنيفه سطح الأرض إلى أقاليم مناخية
، وكلما زاد عدد العناصر المناخية المستخدمة كأساس للتقسيم ، أصبح
الإقليم المناخى معبراً بمصدق عن الظروف المناخية التى تتشابه بين جزء
وأخر داخل الإقليم المناخى الواحد .

(1) Miller A.A., " Climatology " london (1953).

(2) Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate ", N.Y.
(1954)P224.

وعلى ذلك تتنوع التقاسيم المناخية التى إقترحها العلماء لتقسيم سطح الأرض إلى أقاليم مناخية تبعاً للأسس التى إختارها كل باحث منهم كأساس للتقسيم ويحسن أن نشير بإيجاز إلى بعض هذه الأسس .

أ- درجة الحرارة :

إعتمدت بعض التقاسيم المناخية على الإستعانة بالإختلافات الحرارية لدرجة حرارة الهواء (هذا إلى جانب إستخدام عناصر مناخية أخرى) عند تصنيف سطح الأرض إلى أقاليم مناخية ، وقد إهتم العلماء عند تصنيفهم هذه الأقاليم بحساب مايلى :

١- أعلى الشهور حرارة .

٢- أقل الشهور حرارة .

٣- المتوسط الشهرى والفصلى لدرجة الحرارة .

٤- المتوسط والمعدل السنوى لدرجة الحرارة .

٥- المدى الحرارى اليومى والسنوى .

٦- القيم الفعلية لدرجة الحرارة Temperature Efficincy .

٧- المتوسط السنوى لما يعرف باسم «الحرارة الحيوية» Biotemperatur

وعلى أساس الإختلافات الحرارية إتفق العلماء على تمييز ثلاثة نطاقات حرارية كبرى هى :

١- أقاليم ما بين المدارين ، وهذه لا يوجد فيها فصل شتوى والمتوسط الشهرى لدرجة حرارة أبرد شهور السنة لا تقل عن ١٤° ف (١٨°م) .

٢- أقاليم تقع فيما وراء المدارين (فيما بين ٢٣° - ٣٥° شمالاً وجنوباً) وتتراوح درجة الحرارة السنوية من ١٤° ف - ٥٠° ف (١٨° - ١٠°م) .

٣- أقاليم قطبية وشبه قطبية وتقع فيما وراء دائرة عرض ٩٠° شمالاً وجنوباً تقريباً ولا ترتفع درجة حرارة أى شهر من شهور السنة عن ١٠°م (٥٠°ف)^(١) .

ب- كمية الأمطار والتساقط :

وقد يستخدم الباحثون عند تصنيفهم الأقاليم المناخية أى من العناصر الآتية :

- ١- كمية المطر الشهري الساقطة فوق الإقليم .
- ٢- كمية المطر الفصلى الساقطة فوق الإقليم .
- ٣- كمية المطر السنوى الساقطة فوق الإقليم .
- ٤- عدد الأيام الممطرة خلال الفصل الممطر .
- ٥- كثافة المطر Intensity of Rainfall .
- ٦- القيمة الفعلية للتساقط Precipitation Effectiveness .
- ٧- التغير فى كمية المطر السنوى
Dependability Or Reliability Rainfall .
- ٨- نسبة التساقط إلى البحر P/E ratio (٧) .
- ٩- معامل التساقط إلى البحر P/E index .

وقد ربط كثير من علماء المناخ بين نوع الإقليم المناخى وكمية الأمطار السنوية الساقطة فوق هذا الإقليم . وتكاد تتفق نتائج دراساتهم فى بيانات الجدول الآتى (٢) :

-
- (1) Strahler, A.N., " Introduction to Physical Geography ", Wiley, (1969)p.122.
 - (2) Thornthwaite, C.W., " The Climate to the earth ", Geog. Rev. vol (1933) p.433-440. 23
 - (3) Strahler, A.N., " Introduction to Physical geography ", Wiley (1969) p.128.

نوع المناخ	خصائص المطر	كمية المطر السنوي (بوصة)	كمية المطر السنوي (سم)
جاف	نادر	أقل من ١٠	أقل من ٢٥
شبه جاف	خفيف	١٠ - ٢٠	٢٥ - ٥٠
شبه رطب	معتدل	٢٠ - ٤٠	٥٠ - ١٠٠
رطب	غزير	٤٠ - ٨٠	١٠٠ - ٢٠٠
رطب جداً	غزير جداً	أكثر من ٨٠	أكثر من ٢٠٠



جـ- الرطوبة السنوية :

قد يهتم بعض الباحثين بإعتبار الرطوبة النسبية كعنصر من العناصر المناخية المساعدة فى تصنيف الأقاليم المناخية الثانوية التى تقع داخل نطاق الإقليم المناخى الرئيسى . ويهتم الباحثون فى هذه الحالة بما يلى :

١- معدل الرطوبة النسبية الشهرية .

٢- معدل الرطوبة النسبية الفصلية

٣- معدل الرطوبة النسبية السنوية

٤- القيمة الفعلية للبخر والتتبخر معاً Potential-Evapotranspiration

ويهتم الباحثون بمعرفة العلاقات البيئية - Environmental Relation- ship بين العناصر الطبيعية المختلفة وتكوين ما أسماه بعض العلماء «بمناطق الحياة الطبيعية» Natural life zones . كما أدخل بعض العلماء كذلك الاختلافات فى المظهر العام للنباتات الطبيعية عند تقسيمهم للأقاليم المناخية على إعتبار أنها تعد إنعكاساً لتنوع الظروف المناخية فى الإقليم .

٥ - معامل الرطوبة وهذا يحسب على أساس ان :-

القيمة الفعلية للنتج والبحر سنوياً كمية المطر السنوى

دراسة لبعض التقاسيم المناخية وتصنيف العالم إلى أقاليم مناخية

رجح علماء المناخ عشرات من التقاسيم المناخية التى حاول كل منها تصنيف سطح الأرض إلى أقاليم مناخية وإن دلت كثرة هذه التقاسيم المناخية المقترحة على شئ فإنما تدل على أنه ليس من السهل، وضم تقسيم جامع مانع يمكن عن طريقه تصنيف سطح الأرض بدقة إلى أقاليم مناخية متباينة ويمكن أن نميز هذه التقاسيم المناخية فى مجموعتين رئيسيتين هما :-

أولاً : التقاسيم المناخية القديمة .

ويقصد بها تلك التقاسيم التقليدية التى إعتمدت على إختيار عناصر مختلفة من عناصر المناخ كأساس للتقسيم

ثانياً : التقاسيم المناخية الحديثة .

ويقصد بها تلك التقاسيم التى إهتمت بإظهار العلاقة المتبادلة بين الظروف المناخية والمظاهر الطبيعية والحيوية فى الإقليم المناخى المميز وادخلت هذه التقاسيم الحديثة عناصر جديدة كأساس لعمليات التقسيم أو التصنيف وذلك مثل القيمة الفعلية للتبخر والنتج معاً ، ومعامل الرطوبة ، ونسبة التساقط إلى التبخر ، ومعامل التساقط إلى البخر ودرجات الحرارة الحيوية . وفيما يلى دراسة موجزة لبعض نماذج من هذه التقاسيم المناخية التى رجحها علماء المناخ .

أولاً : التقاسيم المناخية القديمة

من بين أظهر هذه التقاسيم وأكثرها شيوعاً التقاسيم المناخية التي اقترحها كل من إيمانويل دي مارتون (١) De Martonne (١٩٢٥) وفلاديمير كوبن (٢) Wladimir Koppen (1913) وجلين تريوارثا (٣) Glenn Trewartha (1931) ووارين ثورنثوايت (٤) Warren Thornthwaite (1948) وفلون (٥) Flon, H. (1950) . وفيما يلي موجز لكل من هذه التقاسيم المناخية .

١- تقسيم ، دي مارتن ، للأقاليم المناخية في العالم :

يعتمد دي مارتن عند تقسيمه سطح الأرض إلى أقاليم مناخية في عام ١٩٢٥ على عنصر أساسي هو الحرارة ، وعن طريق الاختلافات في قيم هذا العنصر من مكان إلى آخر ميز دي مارتن الأقاليم المناخية الكبرى والتي أعطاها مسميات تتفق مع الاختلافات الحرارية المميزة لكل منها . ولكن نلاحظ بأنه عند تصنيفه الأنواع المناخية الثانوية التي تقع داخل نطاق الإقليم المناخى الرئيسى يعتمد دي مارتن هنا على أسس مختلفة وخاصة كمية المطر وفصليته . ولذلك يذكر دي مارتن في كتابه (٦) . بأن تقسيمه المناخى المقترح لا يعتمد على النظم الحرارية وحدها ، ولا على نظم المطر وحده بل يعتمد على كليهما معاً ، وإن كانت أهمية كل منهما تختلف من حالة إلى أخرى .

(1) Emmanuel de Martonne, " Traite de geographie physique " paris (1925). 7 th ed, (1948) et Neuvieme edi., Tome premier (1957).

(2) Koppen, Wladimir and Geiger R., " Handbuch der Klimatologie " vol part C. Gebruder Borntraeger., Berlin (1931) and 3 rd edi, in (1936).

(3) Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate " McGraw-Hill, N.Y. 1 st edi, (1937) and 3rd edi. (1954).

(4) Thornthwaite, C.W., " The Climate of North America according to new classification " . Geog Rev. vol 21 (1931) p.633-655.

(5) Flohn, H., " Grundzuge der atmosphaerischen Zirkulation " . Deutscher Geographentag, Frankfurt, vol 28 (1952) p.105-118. -

(6) De Martonne. E., " Traite de geographie physique " . neuvieme edi, tome premier, paris (1957) p.230.

"La Classification ne peut etre fondee ni exclusivement sur le regime thermique, ni exclusivement sur le regime hygrometrique, Ce sont la evidemment des deux elements, essentiels mais leur importance n'est pas partout la meme "

ويتلخص تقسيم دى مارتن للأقاليم المناخية الرئيسية وأنواعها
الثانوية فيما يلى (شكل ٧٥) :

(A) المناخات الحارة Climats Chauds :

لا ينخفض متوسط درجة حرارة أى شهر من شهور السنة فيها عن
٦٨°ف (٢٠°م) وتشمل أنواعها ما يلى :

- A1. المناخ الإستوائى (نوع غينيا) - المدى الحرارى السنوى ٤°ف
وأماطاره طول العام وتغزر فى الإعتالين .

- A2. المناخ الإستوائى (نوع الجزر الأقيانوسية) - معتدل جزئى .

- B1. المناخ شبه الإستوائى أو السودانى - المدى الحرارى السنوى أكثر
من ٤°ف وأماطاره صيفية .

- B2. المناخ شبه الإستوائى نوع هاواى - شبه إستوائى معتدل .

- B3. المناخ المدارى نوع السنغال - يزيد المدى الحرارى السنوى عن
٢٠°ف وأماطاره صيفية وله فصل جفاف طويل .

(B) المناخات الموسمية Climats de Moussons :

وتتأثر هذه الأقاليم المناخية بهبوب الرياح الموسمية عليها خلال
فصول معينة من السنة وتتأثر الظروف المناخية العامة بسقوط الأمطار
الموسمية وإختلاف مواسمها ، وتشمل أنواعها .

- A3. المناخ الموسمى نوع كمبوديا - غزير المطر صيفاً .

- B4. المناخ الموسمى نوع البنغال - ومدارى رطب - المدى الحرارى
محدود وأماطاره غزيرة صيفاً .

- B5 المناخ الموسمي نوع أنام . - مدارى رطب تزيد كمية المطر السنوي عن ٨٠ بوصة .

- B6 المناخ الموسمي نوع وسط الهند - تقل كمية المطر السنوي عن ٦٠ بوصة ومعظمها أمطار صيفية .

- B7 المناخ الموسمي نوع البنجاب . غزير المطر جداً خلال فصل الصيف ولكن به فصل جاف طويل .

(C) مناخات البحر المتوسط Climats Mediterraneens :

لا ينخفض متوسط درجة حرارة أى شهر من شهور السنة هنا عن ٥٠°ف (١٠م) وتشمل أنواعها :

- C1 مناخ البحر المتوسط نوع الصين (موسمي شرق القارات) -
أمطاره صيفية .

- C2 مناخ البحر المتوسط نوع البرتغال (بحري) - معتدل وأمطاره
شتوية .

- C3 مناخ البحر المتوسط النوع القارى يرتفع فيه المدى الحرارى
اليومى والفصلى .

- C4 مناخ البحر المتوسط النوع السوري - مرتفع الحرارة صيفاً ،
وقليل المطر بشتاء

- C5 مناخ البحر المتوسط نوع كولوميا - معتدل جبلى .

- C6 - مناخ البحر المتوسط نوع المكسيك . معتدل جبلى ، ويرتفع فيه
المدى الحرارى اليومى والفصلى .

(D) المناخات المعتدلة Climats temperes :

وتشتمل على فصل بارد ينخفض فيه متوسط درجة الحرارة
الشهرية إلى أقل من ٥٠°ف (١٠م) ويشمل :

D1-نوع المعتدل البحري (بريتاني) - المدى الحرارى محدود ،
أمطاره طول العام تفزر شتاءً .

D2-نوع المعتدل الإنتقالي (باريسى) يرتفع فيه المدى الحرارى
الفصلى .

D3-نوع المعتدل القارى (بولندى) - المدى الحرارى السنوى كبير
وأمطاره صيفية .

D4-نوع شبه البحر المتوسط (دانوبى) قارى وأمطاره فى الشتاء
والخريف .

D5-نوع الإستبس (أوكرانى) يرتفع فيه المدى الحرارى وأمطاره
إنقلابية تحدث فى الربيع والصيف .

D6-نوع موسمى شرق القارات (منشورى) معتدل صيفاً ، وبارد
شتاءً وأمطاره صيفية ، يرتفع فيه المدى الحرارى الفصلى .

D7-نوع موسمى شرق القارات (يابانى) معتدل صيفاً وأمطاره
صيفية ويقل فيه المدى الحرارى الفصلى .

(E-F) المناخات الصحراوية Climats desertiques :

وتتميز هذه الأقاليم المناخية بزيادة المدى الحرارى اليومى والفصلى
وارتفاع المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة عن ٥٠°ف (١٠°م) وتشمل :

E1-نوع الصحراء الكبرى الإفريقية - المدى الحرارى اليومى
والسنوى كبير جداً وهو نادر المطر .

E2-نوع الصحارى الساحلية (نوع بيرو) المدى الحرارى اليومى
والسنوى كبير جداً ويحدث فيه الضباب بكثرة .

F1-نوع الصحارى الباردة (نوع أرال) - جاف وبارد شتاءً

F2-نوع الصحارى الباردة (نوع بقاجونيا) - شبه جاف وبارد شتاءً .

F3-نوع الصحارى الباردة (نوع التبت) - معتدل صيفاً ، وبارد شتاءً

ونادر المطر وتختلف الحرارة محلياً مع الإرتفاع .

(G-H) المناخات الباردة والجبلية Climats froids et Alpin :

لا ترتفع درجة حرارة معظم شهور السنة فى المناخات الباردة عن ٥٠° ف (١٠°م) ، فى حين تختلف درجة الحرارة مع الإرتفاع فى المناطق الجبلية وتبعاً للظروف المحلية وتشمل :

G1- نوع المناخ البارد النرويجى - أمطاره طول العام وتزداد فى الخريف .

G2- نوع المناخ البارد السيبيرى - قارى وشديد البرودة (شتاء .)

H- نوع المناخ القطبى - شديد البرودة معظم شهور السنة وهو قليل الرطوبة .

H1- نوع المناخ البارد الجبلى - (نوع كولومبيا المدارى ونوع الألب المعتدل) وتختلف درجة الحرارة هنا مع الإرتفاع وكذلك كمية التساقط وفصلية ذلك بحسب مواجهة السفوح الجبلية للرياح المحملة بالرطوبة .

من دراسة المضمون العام لتقسيم دى مارتن يمكن أن نخرج بالملاحظات الآتية :

١- إستخدم دى مارتن عنصراً واحداً رئيسياً وهو درجة الحرارة عند تصنيفه الأقاليم المناخية الرئيسية وجاءت مسميات هذه الأقاليم تبعاً لإختلاف درجة الحرارة (مثل المناخات الحارة ، والمناخات المعتدلة والمناخات الباردة ..) وكان ينبغي أن يسمى كل إقليم منها بتسمية تدل على إرتباط ظروفه وخصائصه العامة بأكثر من عنصر مناخى (كأن تسمى مثلاً : الأقاليم الحارة الرطبة ، والأقاليم المعتدلة الرطبة وأخرى معتدلة شبه رطبة ، والأقاليم الباردة الجافة وهكذا) .

٢- لم يعتمد دى مارتن على أسس ثابتة عند تقسيمه الأقاليم المناخية لسطح العالم فهو يعتمد تارة على الإختلافات فى المتوسطات الشهرية لدرجة الحرارة ، ثم تارة أخرى على فصلية المطر . وعند تقسيمه

للأنواع الثانوية للإقليم المناخى الصحراوى إعتمد دى مارتن على الاختلافات فى مقدار المدى الحرارى السنوى .

٣- ميز دى مارتن كلا من المناخ الموسمى والمناخ الصحراوى كإقليمين مناخيين رئيسيين ينفصل كل منهما عن الآخر ، فى حين كان يمكن إعتبارهما جزءاً مما أسماه دى مارتن بإقليم المناخات المعتدلة . ومن ثم نلاحظ أن إقليم شرق الصين الموسمى C1 فى نصف الكرة الشمالى ، وإقليم البمبا فى أمريكا الجنوبية C1 ، وإقليم جنوب شرق أفريقيا C1 وإقليم شرق استراليا ، C1 وضعها دى مارتن جميعاً ضمن نطاق إقليم مناخ البحر المتوسط ذلك لأنها تقع عند نفس دوائر عرض هذا الإقليم ، على الرغم من أن الخصائص العامة لمناخات هذه الأقاليم فى شرق القارات تختلف تماماً عن مناخ البحر المتوسط والذى يتمثل أساساً فى غرب القارات .

٤- على الرغم من أن دى مارتن ميز الإقليم المناخى الموسمى منفصلاً عن غيره من الأقاليم المناخية الأخرى (B) Climats de Moussons إلا أن بعض أنواع المناخات الموسمية التى ميزها لم يضعها داخل إطار هذا الإقليم الرئيسى ، بل وضع بعضاً منها - كما سبقت الإشارة من قبل - مع إقليم مناخ البحر المتوسط (C) وبعضها الآخر إعتبرها تابعة لإقليم المناخات المعتدلة (D).

وتجدر الإشارة إلى أن دى مارتن أحسن استخدام حروف الأبجدية اللاتينية الكبيرة والصغيرة لكى يرمز كل منها إلى الأقاليم المناخية الرئيسية وأنواعها الثانوية ، فجاءت دراسته واضحة مبسطة . وقد استخدم معظم الباحثين هذه الرموز من بعده لكى تعبر عن مسميات الأقاليم المناخية المقترحة .

(٢) تقسيم كوبن ، للأقاليم المناخية فى العالم

اقترح الدكتور فلاديمير كوبن Dr. Wladimir Koppen عندما كان أستاذاً فى جامعة جراتز Graz Univ بالنمسا فى عام ١٩١٨ تقسيماً مناخياً ، صنف فيه سطح الأرض إلى أقاليم مناخية متباينة . ومنذ ذلك الحين أدخل كوبن على تقسيمه السابق عدة إضافات وتعديلات إلى أن ظهرت خريطته المشهورة لأقاليم العالم المناخية فى برلين فى عام ١٩٣١^(١) وذلك فى كتابه المعروف بإسم مناخ العالم Grundriess der Klimakunde . ثم قسّم كوبن بعد ذلك بعمل دراسات تفصيلية للأقاليم المناخية لبعض قارات العالم وذلك فى كتابه المكون من خمسة أجزاء والمعروف بإسم مرجع أو دليل علم المناخ Handbuck der Klimatologie^(٢) . وظهرت خريطة كوبن للأقاليم المناخية فى العالم دون تعديل كبير عن كتابه الذى نشر فى عام ١٩٣٦ تحت عنوان «النظام الجغرافى للمناخ» Das geographischen system der Klimate^(٣) .

ويعتمد تقسيم كوبن فى عام ١٩٣٦ على المتوسطات السنوية والشهرية لكل من درجات الحرارة وكمية التساقط . وإعتبر كوبن الاختلافات النباتية الطبيعية إنعكاساً للظروف المناخية المتنوعة . وقد درس كوبن أثر التساقط على نمو النباتات ، إلا أنه أوضح كذلك بأن شدة التبخر Intensity of Evaporation التى تتسبب فى فقدان كميات كبيرة من رطوبة التربة لها أثرها كذلك فى كثافة الغطاءات النباتية الطبيعية وفى المراحل المختلفة لنمو النباتات . ومن ثم فإن كمية الأمطار الساقطة بحسب دراسات كوبن (التى تحسب أحياناً كجزء من التساقط العام فى مكان ما) لا تستفيد النباتات بكمياتها الفعلية ذلك لأن قسماً كبيراً منها يدخل فى نطاق المياه المفقودة . وعلى ذلك إهتم كوبن بحساب شدة التبخر ، وحجم المياه

(1) Koppen, W., " Grundriss der Klimakunde " , Berlin (1931).

(2) Koppen, W., " Handbuch der Klimatologie " Berlin (1930-1933).

(3) Koppen. W., " Das geographische system der Klimate " , vol. 1 part C., Berlin (1936).

المفقودة من التربة ، والحجم الفعلى للمياه الذى تستفيد منه النباتات الطبيعية فى مراحل نموها المختلفة .

وعندما إقتراح كوبن معدلاته المعروفة عن شدة التبخر قام أولاً بتحديد القيمة الفعلية للتساقط Precipitation Effectiveness على أنها تتضمن العلاقة المتبادلة بين كل من التساقط والحرارة ، وقد رجح دى مارتن من قبل أن القيمة الفعلية للتساقط =

$$Y = \frac{P}{T + 10} \quad \text{أى} \quad \frac{P}{10 + C} = Q$$

$$\text{أى} \quad \frac{\text{المعدل السنوى للمطر (مم)}}{\text{المعدل الشهوى للحرارة (م) + 10}}$$

أما كوبن فأوضح بأن أى كمية من المطر تسقط فوق أقاليم مناخية حارة ، أو تجمع سقوطها فى مكان ما خلال الفصل المرتفع الحرارة من السنة (حيث يشتد التبخر) تعد قيمتها الفعلية قليلة بالنسبة لحاجة النباتات . هذا بخلاف الحال إذا ما سقطت نفس هذه الكمية من المطر فوق أقاليم مناخية معتدلة الحرارة ، أو تجمع سقوطها خلال الفصل المعتدل الحرارة ، فإن قيمتها الفعلية تكون عالية . وعلى ذلك إقتراح كوبن بأن أقاليم الغابات الطبيعية تختلف حاجتها الفعلية من التساقط (P) بحسب موقعها ، ومن فصل إلى آخر فى الموقع الواحد . وإقتراح كوبن بأن القيمة الفعلية للتساقط فى إقليم الغابات خلال فصل الشتاء ينبغي أن تكون ضعف المتوسط السنوى للحرارة بالدرجات المثوية (T) وفى هذه الحالة تكون : $Y = 2T$ أى $Q = 2(C + 10)$

وتحتاج هذه الغابات خلال فصل الصيف إلى كميات من التساقط أكبر مما كانت عليه شتاء ، حتى يمكن لها أن تعوض الفاقد من المياه بالتبخر وفى هذه الحالة تكون القيمة الفعلية للتساقط =

$$P = 2(T + 14) \quad \text{أى} \quad Q = 2(C + 14)$$

ويرى كوبن بأن القيمة الفعلية للتساقط طول العام بالنسبة للمناطق الغابية ينبغي ألا تقل عن الآتى :

$$P = 2 (T + 7) \quad \text{أى} \quad (V + C) = M$$

ورجح كوبن المعامل الثابت V على أساس أن أدنى درجة حرارة يمكن أن يستفيد منها النبات عند سقوط الأمطار ألا تقل عن $-V^{\circ}\text{م}$ حتى لا تكون التربة متجمدة ، وألا يكون التساقط هنا على شكل ثلج . وعلى ذلك لا يهتم كوبن بحساب القيمة الفعلية للأمطار لأى منطقة من العالم إذا انخفض المعدل السنوى لدرجة حرارتها عن $-V^{\circ}\text{م}$.

ويعترض الأستاذ تريوارثا Trewartha على هذه المعدلات التى إقترحها كوبن لحساب كمية الأمطار الفعلية بالنسبة للمناطق المختلفة ، وأكد بأنها غير مرضية بصورة تامة ^(١) ، ذلك لأن معدلات كوبن للقيمة الفعلية للتساقط بالنسبة للأقاليم الصحراوية وهى :

$$P = (T + 7) \quad \text{أى} \quad (V + C) = M$$

تعد فى حاجة إلى تعديل ويتسائل تريوارثا ، كيف تكون القيمة الفعلية للتساقط فى الصحارى الحارة الجافة صيفاً تعادل المعدل الشهرى لدرجة الحرارة مضافاً إليه المعامل الثابت ، فى الوقت الذى لا تسقط فيه أى أمطار فى معظم هذه المناطق .

وقد تأثر كوبن Koppen عند تقسيمه سطح العالم إلى أقاليم مناخية بالتقسيم الذى إقترحه ديكانول A.de Canolle فى عام ١٨٧٤ ، وهو التقسيم الذى ميز فيه الباحث خمسة أقاليم نباتية كبرى فى العالم وهى :

- ١- نباتات الأقاليم الحارة المطيرة . Megatherms
- ٢- نباتات الأقاليم الجافة وشبه الجافة . Xerophytes

(1) Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate ", N.Y. (1954) p.225-226.

Mesotherms ج - نباتات الأقاليم المعتدلة الدفيئة .

Mikotherms د- نباتات الأقاليم الباردة الرطبة .

Hekistotherms ه- نباتات المناطق القطبية .

ومن ثم قسم كوبن سطح الأرض إلى خمسة أقاليم مناخية كبرى (١) .
ورمز لكل منها بحرف من الحروف الأبجدية اللاتينية الكبيرة -Capital Let- ters وهي :

A ترمز إلى إقليم المناخ المدارى الرطب .

B ترمز إلى إقليم المناخ الجاف .

C ترمز إلى إقليم المناخ المعتدل الدفئ الرطب .

D ترمز إلى إقليم المناخ البارد الرطب .

E ترمز إلى إقليم المناخ القطبى .

وإستخدم كوبن بعض حروف الأبجدية اللاتينية الصغيرة -Small Let- ters لتدل على خصائص درجات الحرارة وكمية المطر وفصيلته ، وذلك عند تصنيفه الأنواع المناخية الثانوية داخل الأقاليم المناخية الرئيسية . وتتمثل الرموز التى إستخدامها كوبن لتعبر عن الاختلافات الحرارية فيما يلى :

=a صيف حار ، أدفء شهور السنة تزيد حرارته عن ١٠,٦ (٢٢م) .

(يتمثل فى مناخ نوع C ، ومناخ نوع D) .

=b صيف دفئ ، أدفء شهور السنة تقل حرارته عن ١٠,٦ (٢٢م) .

(يتمثل فى مناخ نوع C ، ومناخ نوع D) .

=c صيف قصير بارد أقل من أربعة شهور ومتوسط حرارته ٥,٠ف

(١٠م) . (يتمثل فى مناخ نوع C ، ومناخ نوع D) .

(1) Strahler, A.N., " Introduction to Physical geography ", Wiley (1969)p.125.

d = شتاء بارد جداً وأبرد شهور السنة أقل من ٤, ٦ ف (٨-٢٠ م).

(يتمثل في مناخ D فقط).

h = جاف وحار ، ومتوسط الحرارة السنوية تزيد عن ٤, ٦ ف

(١٨ م). (يتمثل في مناخ B فقط).

k = جاف وبارد ، ومتوسط الحرارة السنوية تقل عن ٤, ٦ ف (١٨ م).

(يتمثل في مناخ B فقط).

أما بالنسبة للاختلافات في كمية المطر فقد عبر كوبن عن ذلك

بإستخدامه حروفاً أبجدية لاتينية صغيرة هي :

f = رطب وممطر طول العام ولا يوجد فصل جاف وتتمثل في مناخات

A, C, D,

w = جاف شتاء

s = جاف صيفاً

m = غزير المطر على الرغم من وجود فصل جاف قصير ويتمثل في

المناخ الموسمي الرطب بنوع A .

هذا إلى جانب إستخدام كوبن لحرفين من حروف الأبجدية اللاتينية

الكبيرة هما W, S : ليرمز كل منهما إلى بعض الاختلافات المناخية في

المناخ الجاف حيث إن :

BW تدل على المناخ الصحراوي الحار الجاف .

BS تدل على المناخ الجاف (نوع الإستبس) .

وتتلخص الخصائص العامة للأقاليم المناخية الخمس الكبرى وأنواعها

الثانوية التي ميزها فلاديمير كوبن^(١) فيما يلي :

(1) a- Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate ", N.Y. (1954)
p.225

b- Strahler. A.N., " Introduction to Physical geography ", Wiley
(1969) p. 124-125.

١ - إقليم المناخ المدارى الرطب (A) Tropical Rainy Climates :

وترتفع فيه درجة حرارة أى شهر من شهور السنة عن ١٤,٤ °ف (٨١ م) وتتنوع الأقاليم الثانوية داخل هذا الإقليم تبعاً لكمية المطر السنوى وفصلية المطر والتي تؤثر بدورها فى نوع الغطاءات النباتية وكثافتها ومن ثم ميز كوبن الأنواع الثانوية الآتية :

أ- نوع مناخ Af وهو ممطر طوال العام (إستوائى) تزيد درجة الحرارة فى أى شهر من شهور السنة عن ١٤,٤ °ف ، ولا تقل كمية المطر فى أى شهر من شهور السنة كذلك عن ٢,٤ بوصة ، وتنمو فيه الغابات الإستوائية الكثيفة (شكل ٧٦) .

ب- نوع مناخ Aw ويتمثل فيه فصل جاف قصير تقل كمية المطر الشهرى خلاله عن ٢,٤ بوصة ، وتسمح هذه الظروف المناخية بنمو حشائش السافانا الطويلة الخشنة .

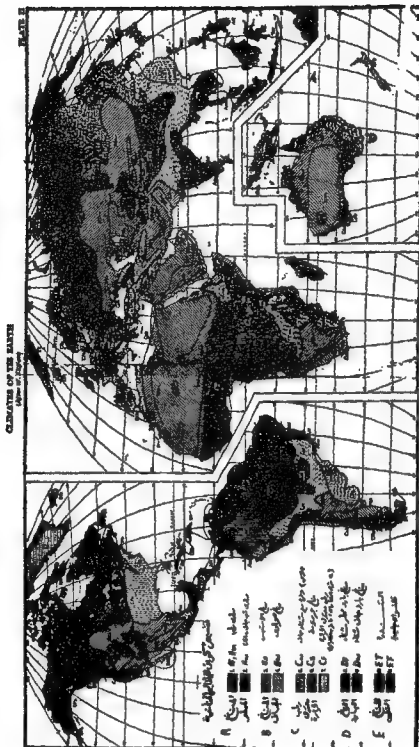
ج- نوع مناخ Am ويرمز إلى المناخ الموسمى الحار الرطب الذى يتمثل بوجه خاص فى جنوب شرقى آسيا ، وهو غزير المطر صيفاً وبه فصل جاف قصير خلال الشتاء لايزيد طوله عن ثلاثة أشهر .

٢ - إقليم المناخ الجاف (B) Dry Climates :

يعزى سبب جفاف هذا الإقليم إلى أن القيمة الفعلية للمتبخر تزيد عن تلك المكتسبة بالأمطار . وتبعاً لإختلاف درجة حرارة الأقاليم المناخية الجافة ميز كوبن كلاً من :

أ- نوع المناخ الصحراوى الجاف Bw ، وإذا كان هذا الإقليم المناخى مرتفع الحرارة فيرمز إليه بالحروف BWh ، أما إذا تمثل فيه فصل بارد فيرمز إليه بالحروف BWs .

ب- نوع المناخ الصحراوى المعتدل شبه الجاف Bs وإذا كان هذا الإقليم المناخى مرتفع الحرارة فيرمز إليه بالحروف BSh وإذا تمثل فيه فصل بارد فيرمز إليه بالحروف BSk .



(شكل ٧٦) الأقاليم المناخية في العالم بحسب دراسات

فلاديمير كوين في عام ١٩٣١.

١- إقليم المناخ المعتدل الدفي الرطب (C) Humid Mesothermal Climates :

إهتم كوبن بدراسات الاختلافات الحرارية الشهرية في هذا الإقليم المناخى ، وعلى أساس أن درجة حرارة أبرد شهور السنة التى تتراوح من ٤,٤°ف إلى ٢٦,٦°ف (٨°م إلى ٣°م) واختلاف كمية المطر السنوى وفصليته كذلك بين جزء وآخر داخل نطاق هذا الإقليم المناخى الرئيسى ميز كوبن ثلاثة أنواع مناخية ثانوية هى :

أ- نوع دفي جاف رشتاء Cw ، مناخ موسمى معتدل ومناخ أقاليم السافانا .

ب- نوع دفي جاف صيفاً Cs ، مناخ البحر المتوسط .

ج- نوع معتدل دفي رطب Cf ، مناخ شرق القارات فى العروض المعتدلة .

٤- إقليم المناخ البارد الرطب (D) Humid Microthermal Climates :

ويتميز هذا الإقليم المناخى بأن أبرد شهور السنة تقل درجة حرارته عن ٢٦,٦°ف ، وأدفا الشهور تزيد عن ٥٠°ف ، وهو الحد الذى يتفق مع حد النمو لمعظم النباتات فى رأى كوبن . وعلى أساس فصلية المطر ميز كوبن الإقليمين المناخيين الآتيين :

أ- نوع المناخ البارد الممطر طول العام Df ، وتغزر فيه الأمطار شتاء .

ب- نوع المناخ البارد Dw ويتميز بحدوث فصل جاف خلال فصل الشتاء .

٥- إقليم المناخ القطبى (E) Polar Climates :

وقد ميز كوبن هذا الإقليم المناخى على أساس أن أدفا شهور السنة لا تزيد عن ٥٠°ف (١٠°م) ، وعلى أساس إختلاف طول فصل النمو فى هذا الإقليم ميز كوبن الإقليمين الثانويين الآتيين :

أ- نوع مناخ التندرا (ET) وبه فصل نمو قصير ترتفع درجة الحرارة فيه عن الصفر المئوى لمدة لا تزيد عن ثلاثة أشهر .

ب- نوع المناخ الجليدى (EF) لا يتمثل فيه فصل نمو وتنخفض درجة

حرارة كل شهر السنة عن الصفر المئوى .

وتتلخص الخصائص العامة للأقاليم المناخية التى إقترحها كوبن فى الجدول الآتى ، وقد واجه هذا التقسيم المناخى الذى إقترحه الأستاذ كوبن عدة إقتراحات تتلخص فيما يلى :

١- من الصعب أن يضع الباحث حدوداً تفصل بدقة بين كل إقليم مناخى وآخر ، وذلك لأن التغير من إقليم مناخى إلى آخر مجاور يحدث بصورة تدريجية ، وليس تغيراً فجائياً ، كما يظهر فى كثير من الحدود التى إقترحها الأستاذ كوبن والتى تفصل بشدة بين الأقاليم المناخية المتجاورة . وعلى ذلك تجاهل التقسيم المناخى مشكلة المناطق الهامشية Marginal areas والتى تقع عند أطراف كل إقليم مناخى والتى يمكن إعتبارها ضمناً لأى من الأقاليم المناخية التى تقع بجوارها . هذا إلى جانب النقص الكبير فى عدد محطات الأرصاد الجوية على سطح الأرض وقلة كثافة البيانات والمعلومات المناخية اللازمة بحيث يمكن إقتراح الحدود الفاصلة بين إقليم مناخى وآخر بصورة دقيقة .

٢- إعتد الأستاذ كوبن عند تقسيمه الأقاليم المناخية الثانوية الواقعة داخل كل إقليم على الأسس والمعادلات التى إقترحها لتمييز تلك الأقاليم أكثر من إعتماده على البيانات المناخية الفعلية الخاصة بها . على سبيل المثال إعتبر الأستاذ كوبن إقليم بيوجت سوند Puget Sound ذو المناخ المعتدل البارد وبغاباته المشهورة المعروفة باسم شرابين دوجلاس Douglas Fir Forests تابعاً لمناخ البحر المتوسط ، أى مع القسم الأوسط من كاليفورنيا (غرب الولايات المتحدة الأمريكية) . هذا بالرغم من الفرق الكبير بين خصائص هذين الإقليمين من الناحية المناخية .

٣- إن المعادلات التى إستخدمها الأستاذ كوبن عند تمييزه للأقاليم المناخية الثانوية فى المناطق الجبلية داخل نطاق إقليم المناخ القطبى (E) ، هى نفس تلك المعادلات التى إستخدمها عند تصنيف الأقاليم المناخية الثانوية فى المناطق المنخفضة المنسوب فى هذا الإقليم المناخى القطبى .

الأقاليم المناخية الرئيسية	أسس التقييم	الأقاليم المناخية والثانوية وخصائصها الثانوية
١ إقليم المناخ المدارى الرطب (A)	تزيد درجة حرارة أى شهر من شهور السنة عن ٦٤,٤ °ف (١٨ م) .	أ- نوع (Af) مدارى ممطر طول العام ولا تقل كمية المطر الشهري عن ٢,٤ بوصة تتمثل فيه الغابات الإستوائية . ب- نوع (Aw) مدارى جاف شتاء، به على الأقل شهر تقل كمية المطر عن ٢,٤ بوصة - تنمو به السافانا . ج- نوع (Am) مدارى موسمي رطب وفصل الطار أطول من الفصل الجاف .
٢ إقليم المناخ الجاف (B)	القيمة الفعلية للتبخير تزيد عن تلك المكتسبة بالأمطار.	أ- نوع الصحراوي الجاف (Bw) والصحراوي الجاف Bwh . ب- نوع شبه الجاف (الإستبس) Bs وإذا كان مرتفع الحرارة (BSh) يزيد المتوسط السنوي للحرارة عن ٦٤,٤ °ف. أما إذا انخفض المتوسط السنوي للحرارة عن ٦٤,٤ °ف يتكون المناخ الجاف البارد BSk .
٣ إقليم المناخ المعتدل الدفي الرطب (C)	تتراوح درجة حرارة أبرد شهور السنة من ١٨ م إلى ٢ م (٤٩,٤ °ف إلى ٢٦,٦ °ف) .	أ- نوع المعتدل الدفي الرطب العام (Cf) وتقل كمية المطر الشهري عن ١,٢ بوصة . ب- نوع الدافئ شبه الجاف (Cw) جاف شتاء يمثل المناخ الموسمي جنوب الصين. ج- نوع المعتدل الدفي الجاف ؛ (Cs) جاف صيفاً - متناهي البهر المتوسط.
٤ إقليم المناخ البارد الرطب (D)	أبرد شهور السنة تقل عن ٢٦,٦ °ف (-٢ م) وهو الحد الذي يتلف مع حد النمو ومتوسط أدنى شهور السنة نحو ١٠ م (١٠ °ف) .	أ- نوع المناخ البارد الممطر (Df) ممطر طول العام ويغزر المطر شتاءً . ب- نوع المناخ البارد الجاف شتاء (Dw)
٥ إقليم المناخ القطبي (E)	تقل درجة حرارة أدنى شهور السنة عن ٥٠ °ف (١٠ م) .	أ- نوع مناخ التندرا ؛ (ET) يتمثل فيه فصل نمو قصير ترتفع فيه درجة الحرارة عن الصفر المئوي . ب- نوع المناخ الجليدي ؛ (EF) لا يوجد فيه فصل للنمو وتنخفض درجة حرارة كل شهور السنة عن الصفر المئوي .

ومن ثم لم تظهر هذه الدراسة الاختلافات المناخية فيما بين تلك الأقاليم المناخية الثانوية ولم يتمكن كوبن من تمييز أقاليم مناخية ثانوية داخل نطاق إقليم التندرا .

٤- إعتبر معظم الباحثين أن تقسيم كوبن يعد تقسيماً وصفيّاً تجريبياً Empirical Classification. إلا أن لهذا التقسيم محاسنه التي لا يمكن إغفالها خاصة بالنسبة لدارس علم المناخ تبعاً لمبساطته ، وحسن اختيار الأستاذ كوبن للرموز الهجائية المعبرة عن الخصائص المناخية للأقاليم المناخية الرئيسية والثانوية . ومن ثم شاع إستخدام هذا التقسيم المناخى كنموذج دراسى للتقاسيم المناخية المختلفة ، وتدرس أصول هذا التقسيم فى جامعات الولايات المتحدة الأمريكية (٣) .

(٣) تقسيم تريوارثا ، للأقاليم المناخية فى العالم

قصد الأستاذ تريوارثا من عرض تقسيمه المناخى الذى إقترحه فى عام ١٩٣٧ ، أن يقدم تقسيماً مبسطاً يضم فيه عدداً محدوداً من الأقاليم المناخية الرئيسية ، وبحيث يكون من السهل أن ينقسم كل من هذه الأقاليم الرئيسية إلى أخرى ثانوية من الدرجة الثانية أو من الدرجة الثالثة . ومع ذلك يتفق تقسيم تريوارثا فى كثير من تفاصيله مع التقسيم المناخى الذى إقترحه الأستاذ كوبن من قبل . وقد أضاف تريوارثا إلى تقسيم كوبن بعض التعديلات المحدودة . ويذكر تريوارثا هذه الملاحظة فى كتابه (٣)

" Classification of Climates.. is a modified from the Koppen System وعلى ذلك ميز تريوارثا خمسة أقاليم مناخية كبرى ، بنفس

(1) Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate " N.Y. (1954) p.225-228.

(2) a- Jones, S.B., " Classifications of North American Climates " Econ. Geog. Vol.8 (1932) p. 205-208.

b- Edward, A. Ackerman, " The Koppen Classification of Climate in North America " , Geog. Rev. Vol 31 (1941) p.105-141

c- Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate " N.Y. First ed and 3rd edi (1954) p. 231.

النظام والترتيب الذى إقترحه كوين من قبل ، بل إستخدام تريوارتا أيضاً نفس الرموز التى سبق للأستاذ كوين إستخدامها من قبل والتى تتمثل فى بعض حروف الأبجدية اللاتينية الكبيرة والصغيرة معاً .

على ذلك إستخدام الأستاذ تريوارتا خمسة حروف كبيرة هى A,B,C,D,E ليدل كل منها على إقليم مناخى رئيسى من الأقاليم المناخية الخمس الكبرى التى ميزها على سطح الأرض . كما إستخدام تريوارتا بعض الحروف الأبجدية اللاتينية الصغيرة لتدل على الاختلافات فى درجة الحرارة وهى :

a = أدفء الشهور أعلى من ٢٢م (٦, ٧١ف) .

b = أدفء الشهور أقل من ٢٢م (٦, ٧١ف) .

c = أدفء الشهور أقل من ٢٢م (٦, ٧١ف) . وتبلغ درجة الحرارة فيه ١٠م (٥٠ف) لمدة تقل عن أربعة شهور .

d = أبرد شهور السنة أقل من -٨م (-٤, ٣٦ف) .

وإستخدام تريوارتا بعض حروف أخرى من الأبجدية اللاتينية الصغيرة لتدل على الاختلافات فى كمية الأمطار الساقطة وهى :

f = لا يوجد فصل جاف ، وأجف شهور السنة يسقط فيه أكثر من ٦ ملم (٤, ٢ بوصة مطر) .

s = فصل جاف صيفى .

w = فصل جاف شتوى ، وأجف شهور السنة تقل كمية المطر فيه عن ٦ ملم (٤, ٢ بوصة) .

كما إستخدام تريوارتا الحرفين ، W ليدل على الصحارى الحارة الجافة ، والحرف S ليدل على الصحارى فى العروض الوسطى (الإستبس) ، وأضاف إليهما كذلك الحرف h عندما تكون درجة الحرارة مرتفعة ،

والحرف k عندما تكون درجة الحرارة منخفضة (١) .

ويمكن أن نلخص الخصائص العامة للأقاليم المناخية التي اقترحها تريوارثا بما يلي (شكل ٧٧) .

١- المناخ المدارى الممطر Tropical Rainy Climate :

ويتمثل فى المناطق الإستوائية والأراضى المجاورة لها وتتأثر هذه المناطق بشدة حدوث تيارات الحمل الصاعدة ، وتكوين مناطق الرهو الإستوائى وتتجه الرياح التجارية الشرقية من مراكز الضغط المرتفع عند عروض الخيل بنصف الكرة الأرضية إلى مراكز الضغط المنخفض الكبرى فى هذا الإقليم ، وتنحرف اتجاهاتها عند عبورها الدائرة الإستوائية ولا يوجد فيه فصل جاف ومعظم أمطاره إنقلابية ولا تقل درجة حرارة أبعد الشهور عن ١٨م (٤٠،٤) ف ، وينقسم إلى نوعين مناخيين هما :

أ- مناخ مدارى ممطر طول العام Af, Am .

ب- مناخ مدارى رطب وبه فصل جاف قصير Aw .

٢- المناخ الجاف Dry (B) :

ويتمثل فى العروض المدارية فيما وراء إقليم المناخ المدارى الممطر وأهم ما يميز هذا الإقليم المناخى هو أن الفارق بالتبخر يزيد عن المكتسب من الأمطار الساقطة . وتتكون فيه مناطق الضغط المرتفع المدارية والضداد الأعاصير . ويتأثر هذا الإقليم المناخى بهبوب الرياح التجارية الشرقية وتبعاً لاختلاف كمية الأمطار الساقطة من جزء إلى آخر داخل هذا النطاق واختلاف درجة الحرارة كذلك ، ميز تريوارثا ستة أنواع من الأقاليم المناخية الثانوية هي :

(1) a- Frewartha, G.T., " An Introduction to Climate " N.Y. (1954)p.233-235.

b- Strahler, A.N., " Introduction to Physical geography " Wiley N.Y. (1969)p.128.

CLIMATES OF THE EARTH

PLATE I



(شکل ۷۷) الاقاليم المناخية في العالم بحسب دراسات تريوارتا في عام ١٩٣٧.

أ- مناخ شبه صحراوي (شبه إستبس) BS .

ب- مناخ مداري وشبه مداري حار به فصل رطب قصير BSh .

ج- مناخ جاف في العروض الوسطى بارد وأمطار صيفية قليلة .

د- مناخ صحراوي BW .

هـ- مناخ صحراوي مداري حار وجاف BWh .

و- مناخ صحراوي في العروض الوسطى بارد وجاف BWk .

٣- المناخ الرطب المعتدل الحرارة (C) Humid Mesothermal :

يقع هذا الإقليم المناخي فيما وراء العروض الوسطى ويتأثر بالرياح العكسية الغربية وتختلف فيه كمية الأمطار ومواسمها من إقليم إلى آخر وذلك بحسب موقع كل إقليم وظروفه المحلية . إلا أن أبرد شهور السنة في هذا الإقليم المناخي تتراوح من ١٨م (٤,٤ف) إلى صفر م (٣٢ف) ، ويضم هذا الإقليم المناخي الرئيسى ثلاثة أنواع مناخية ثانوية هي :

أ- مناخ شبه مداري جاف صيفاً ، ممطر شتاء Cs .

ب- مناخ شبه مداري رطب Cx .

ج- مناخ بحري ممطر طول العام وخاصة شتاء Cb ، Cc .

٤- المناخ الرطب البارد (D) Humid Microthermal :

يتمثل هذا النوع من المناخ في العروض المعتدلة والباردة ، ويتميز بانخفاض المتوسطات الشهرية لدرجة حرارته طول السنة . وبحيث لا تزيد درجة حرارة أدنى شهور السنة فيه عن ١٠م (٥٠ف) ، في حين تنخفض درجة حرارة أبرد شهور السنة فيه عن صفر م (٣٢ف) ، ويتأثر هذا الإقليم بهبوب الرياح العكسية الغربية والانخفاضات الجوية المصاحبة لها كما يتأثر كذلك بالرياح القطبية ، ويشتمل هذا الإقليم المناخي على ثلاثة أنواع من الأقاليم المناخية الثانوية هي :

أ- مناخ قاري رطب ، دافئ صيفاً Ds .

ب- مناخ قارى رطب ، بارد صيفاً Db .

ج- مناخ شبه قطبى Dc ، Dd .

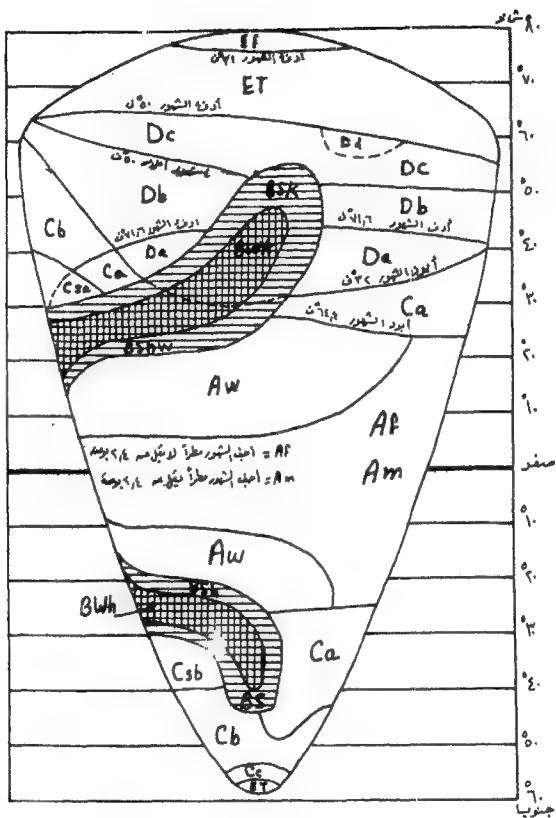
٤- المناخ القطبى (E) Polar :

ويعمثل هذا النوع من المناخ فيما وراء الدائرتين القطبيتين ٩٦,٥ شمالاً وجنوباً ، ويتميز بإنخفاض درجة حرارته طول العام حتى أن أدنى شهور السنة فى هذا الإقليم المناخى تقل عن ١٠م (٥٠°ف) ، ويتأثر بهبوب الرياح القطبية الشرقية وتقل فوقه نسبة التساقط طوال العام (تبعاً لإنخفاض نسبة الرطوبة فى الهواء) ويشتهل هذا الإقليم المناخى على نوعين ثانويين هما :

١- مناخ التندرا . ET.

ب- مناخ الفلنسوات الثلجية . EF .

ولم يميز تريوارتا اية أنواع أخرى من الأقاليم المناخية بالنسبة للمناطق الجبلية المرتفعة H. وتتخلص مقترحات الأستاد تريوارتا عن الأقاليم المناخية فى العالم فى خريطة إفتراضية وقع عليها كل هذه الأقاليم المقترحة وأسس تصنيفها (شكل ٧٨) ، كما تتلخص الخصائص العامة لهذه الأقاليم المناخية التى إقترحها تريوارتا فى الجدول الآتى :



(شكل ٧٨) الانكاسات المناخية في العالم بحسب دراسات تريوراتا موضحة على خريطة افتراضية للعالم .

(٤) تقسيم «ثورنثويت» للأقاليم المناخية فى العالم

Thornthwaites Classification of Climate

قدم الأستاذ ثورنثويت تقسيمين مختلفين لتصنيف الأقاليم المناخية فى العالم ، إقترح الأول منهما فى الفترة من عام ١٩٣١ - ١٩٣٢ والثانى فى عام ١٩٤٨^(١) . ويبدو أن التقسيمين متشابهين فى كثير من تفاصيلهما بدرجة كبيرة ، ومع ذلك فإن ثورنثويت يؤكد بأن كل تقسيم منهما يختلف إختلافاً واضحاً عن الآخر . ومن الطريف أن ثورنثويت زود تقسيمه القديم (فى عام ١٩٣١) بخريطة تفصيلية للأقاليم المناخية التى إقترحها فى قارة أمريكا الشمالية والعالم ، فى حين ظهر تقسيمه الجديد (فى عام ١٩٤٨) دون أن يحتوى على خريطة توضح أبعاد تلك الأقاليم المناخية المعدلة وتوزيعها الجغرافى على سطح الأرض .

وفى التقسيم المناخى القديم لثورنثويت فى عام ١٩٣١ إتبع هذا البحث نفس الأسس التى إقترحها الأستاذ كوهن من قبل ، وإهتم بدراسة النبات الطبيعى على أنه إنعكاس لأثر كل الظروف المناخية المجتمعة فى إقليم ما . ويؤكد بأن التغير فى أشكال الغطاءات النباتية الطبيعية إن دل على شئ فإنما يدل على تغير الظروف المناخية من إقليم إلى آخر فوق سطح الأرض . ومن ثم إستعان ثورنثويت عند إقتراحه للحدود الفاصلة بين الأقاليم المناخية الثانوية على الإختلافات فى التربة والنبات الطبيعى والتصرف المائى لتلك الأقاليم .

(1)a- Thronthwaite, C.Warron, " The Climates of North America According to a new Classification ", Geog-Rev, vol.21 (1931) p.633-655.

b- Thronthwaite, C.Warron, " The Climates of the earth "; Geog-Rev, vol.23 (1933) p.433-440.

c-Thronthwaite, C.Warron, " An approach toward a rational classification of climate "; Geog-Rev, vol.38 (1948) p.55-94.

أما القيمة الفعلية للتساقط Precipitation Effectiveness اللازمة لنمو
النبات فيمكن حسابها بحسب رأى ثورنثويت على أساس قسمة مجموع
كمية التساقط الشهري على كمية البخر الشهري ، وأطلق عليها تغيير
نسبة التساقط إلى البخر (م / ب) P/E ratio .

أي أن :

$$ق = \frac{P}{ب}$$

بمعنى أن القيمة الفعلية للتساقط = $\frac{\text{مجموع كمية التساقط الشهري } P}{\text{مجموع كمية البخر الشهري } E}$

وإذا تم حساب هذه النسبة على أساس طول السنة كاملة (أي مجموع
التساقط السنوي مقسوماً على مجموع البخر السنوي) فيطلق ثورنثويت
على الناتج في هذه الحالة تعبير معامل التساقط إلى البخر P/E Index .

وعلى الرغم من أن حساب القيمة الفعلية للتساقط بحسب دراسات
ثورنثويت تعد أدق من تحديد كوبن للقيمة الفعلية للتساقط في المناطق
الجافة (١) ، إلا أنه من الصعب أن تطبق معادلات ثورنثويت بصورة عملية
نظراً لصعوبة قياس التبخر ، وقلة البيانات الخاصة به لأنحاء واسعة من
سطح للعالم حتى اليوم (٢) .

وقد ميز ثورنثويت خمسة أقاليم رطوبة على أساس القيمة الفعلية
للمطر . وتتضح خصائصهما النباتية التي تتمثل فيها كما يظهر من دراسة
الجدول الآتي :

معامل التساقط / الناتج P/E Index	النباتات الطبيعية	أقاليم الرطوبة
أكثر من ١٢٨	غابات كثيفة جداً	A رطب جداً Wet
١٢٧ - ٦٤	غابات	B رطب Humid
٦٣ - ٣٢	حشائش طويلة وسافانا	C شبه رطب Subhumid
٣١ - ١٦	أشجار	D شبه صحراوية Semi Arid
أقل من ١٦	أعشاب صحراوية جافة	E صحراوي Arid

(١) سبقت الإشارة إليها من قبل ، وتنص على أن معدل كمية المطر السنوي (ملم) اقل
من معدل درجة الحرارة السنوية (م) + معامل ثابت أي م - ح + ٧ .

(2) Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate " N.Y. (1954)
p.227.

وأوضح ثورنثويت بأن كمية الأمطار الساقطة سنوياً فوق إقليم ما ليس لها قيمة كبيرة فى الدراسات التفصيلية وخاصة عند تحديد أهميتها بالنسبة لنمو النباتات . ومن ثم إهتم ثورنثويت بدراسة فصلية المطر أو بمعنى آخر مدى تركيز كمية الأمطار الساقطة خلال فصل معين وتحت درجة حرارة معينة ، ثم مدى تأثيرها بالبخر ، حتى يمكن تحديد القيمة الفعلية للمطر بالنسبة لحاجة نمو النباتات خلال فصول السنة المختلفة . وعلى ذلك أضاف ثورنثويت أربعة رموز أو حروف أبجدية لاتينية صغيرة إلى إقاليم الرطوبة التى إقترحها من قبل لتدل على فصلية المطر وأوقات تركزه Seasonal Concentration of Rainfall وتشمل هذه الرموز الثانوية ما يلى :

r = يسقط المطر طول العام

s = يقل المطر صيفاً .

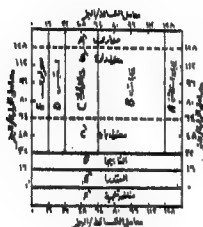
w = يقل المطر شتاءً .

d = يقل المطر طول العام .

وعلى أساس حساب القيمة الفعلية لدرجة الحرارة أى معامل الحرارة / البخر ، وهى العلاقة بين المتوسط السنوى لدرجة الحرارة إلى المتوسط السنوى للبخر ميز ثورنثويت الأقاليم المناخية الحرارية الآتية :

معامل الحرارة / البخر T/E Index	الأقاليم الحرارية
أكثر من ١٢٨	A مدارى حار Tropical
١٢٧ - ٦١	B معتدل دى Mesothermal
٦٢ - ٣٢	C معتدل بارد Microthermal
٣١ - ١٦	D البارد Taiga
١٥ - ١	E التندرا Tundra
صفر	F مناطق متجمدة Frost

وعند جمع بيانات هذه العوامل الثلاث التى إقترحها ثورنثويت بأقسامها المختلفة (شكل ٧٩) وهى :



(شكل ٧٩) أسس تقسيم الأقاليم المناخية لثورنثويت عام ١٩٣٣

وفقاً لمعامل الحرارة / البخر ومعامل التساقط / البخر .

١- أقاليم الرطوبة، وفقاً للقيمة الفعلية للمطر Precipitation Effectiveness

٢- فصلية المطر وتركزه Seasonal Concentration of Rainfall .

٣- الأقاليم الحرارية ، وفقاً للقيمة الفعلية للحرارة Thermal Efficiency .

ويمكن أن يستخرج الباحث نظرياً أكثر من ١٢٠ إقليماً مختلفاً ومع ذلك لم يميز ثورنثويت على خريطته المقترحة للأقاليم المناخية في العالم سوى ٣٢ إقليماً مناخياً فقط . ولم يستخدم هذا التقسيم المناخى كثيراً في الدراسات المناخية بسبب الآتي :

١- لم يقترح ثورنثويت أسماء للأقاليم الرئيسية أو الثانوية منها بل رمز إليها جميعاً برمز فقط ، وتبعاً لكثرة عدد هذه الرموز والحروف المستخدمة في التقسيم أصبح من الصعب على الدارس تذكرها واستخدامها .

ب- اقترح ثورنثويت لكل من القيمة الفعلية للتساقط والقيمة الفعلية للحرارة رموزها الخاصة ، بخلاف الحال في تقسيم كوبن الذي جمع بينهما في رموز موحدة تدل على العلاقة المتبادلة بينهما .

ج- صعوبة قياس التبخر وعدم وفرة البيانات الخاصة بقراءاته في أنحاء واسعة من العالم .

تقسيم ، ثورنثويت ، المعدل للأقاليم المناخية فى عام ١٩٤٨

Thornthwaites 1948 Classification

إستخدم ثورنثويت العوامل المناخية الثلاث التى سبقت الإشارة إليها من قبل ، وهى القيمة الفعلية للتساقط ، وفصلية المطر ، والقيمة الفعلية للحرارة عند تمييزه الأقاليم المناخية فى العالم ولتحديد الأبعاد المقترحة لكل منها . وبينما إعتبر ثورنثويت فى التقسيم القديم أن النباتات تعد إنعكاساً للظروف المناخية ، فإنه فى هذا التقسيم الجديد أوضح بأن الغطاءات النباتية هى التى تؤثر فى كمية بخار الماء الممتلئة فى الجو عن طريق النتج . وعلى ذلك إهتم هذا الباحث بحساب مقدار الفاقد من البخر والنتج معاً Evapotranspiration حيث إن هذا المقدار يؤثر بدوره فى مقدار الرطوبة النسبية فى الهواء ، والتى تؤثر فى الأخرى فى عمليات التساقط^(١) .

وفى التقسيم القديم (عام ١٩٣١) نلاحظ أن الأقاليم المناخية التى ميزها ثورنثويت هى أصلاً أقاليم نباتية Vegetation region صنفها ثورنثويت بإستخدام أسس مناخية Climatically determine أما فى تقسيمه الجديد (عام ١٩٤٨) فإن الحدود المناخية الفاصلة بين كل إقليم مناخى وأخر رسمت على أساس المقارنة بين التساقط ، و طاقة أو جهد القيمة الفعلية للبخر والنتج معاً Potential Evapotranspiration . وإهتم ثورنثويت برسم قطاعات بيانية توضح العلاقة بين كل من منحنيات التساقط ومنحنيات طاقة أو جهد البخر والنتج معاً بمحطات الأرصاد الجوية المختلفة . وعن طريق بيانات هذه القطاعات وتحليل مضمونها بحسب رأى ثورنثويت يمكن للباحث أن يميز أقاليم مناخية متنوعة ، إلا أن ثورنثويت لم يقم بعمل خريطة توضح التوزيع الجغرافى للأقاليم المناخية فى العالم بحسب دراسته فى عام ١٩٤٨ .

(1) Thornthwaite, C.W. " An approach toward a rational Classification of climate ", Geog. Rev., vol. 38 (1948)p.55-94.

(٥) تقسيم ، فلون ، للأقاليم المناخية فى العالم

Flohn's Climatic Zones

يعتبر كثير من الباحثين أن كلاً من تقسيم « كوبن » وتقسيم ثورنثويت يعدا من التقاسيم المناخية التبريرية التجريبية Empirical or rational ، وإعتمدت هذه التقاسيم على دراسة أثر الظروف المناخية فى تشكيل الغطاءات النباتية (خاصة عند كوبن) أو على العلاقة المتبادلة بين العناصر المناخية وأثر الغطاءات النباتية فى المناخ (خاصة عند ثورنثويت ١٩٤٨) . أى لم تدرس هذه التقاسيم المناخية الفعلية لموقع ما ، وتحليل البيانات الفعلية لقيم عناصر المناخ المختلفة والتى تتفاعل فيما بينها وتشكل مناخ هذا الموقع . وعلى ذلك إعترض الأستاذ فلون Flohn على هذه التقاسيم المناخية السابقة الوصفية Discription ، ورجع منذ عام ١٩٥٠ (١) ، ضرورة إستخدام الجغرافى لتقاسيم مناخية ديناميكية Dynamic Classification ، تعتمد أساساً على نتائج الدراسات التحليلية للتغيرات الجوية ومعرفة الظروف المناخية من البيانات المتيورولوجية الفعلية التى سجلتها محطات الأرصاد الجوية لأجزاء سطح الأرض المختلفة .

وعلى ذلك إهتم الأستاذ « فلون » بدراسة كمية المطر السنوى وفصليته ومقدار الضغط الجوى ، ونوع الرياح وإتجاهاتها خلال فصول السنة المختلفة والمتوسطات الشهرية والسنوية لدرجة الحرارة فى الأقاليم المناخية التى إقترح وجودها فوق قارة تخطيطية إفتراضية . وربط فلون بين هذه الأقاليم المناخية المقترحة ونوع النبات الطبيعى ، كما قارن بين

(1)a- Flohn, H., " Neue Anschauungen über die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre und ihre Klimatische Bedeutung, Erdkunde, vol.4 (1950)p. 155-159.

b- Flohn, H., " Grundzüge der atmosphärischen Zirkulation " . Deutscher Geographentag, Frankfurt, vol. 28 (1952) p. 105-118.

c- Flohn, H., " Zur Frage der Einteilung der Klimazonen " , Erdkunde, vol. (1957) p. 161-173.

أقاليمه المناخية ومسميات مثيلاتها في تقسيم الأستاذ كوبن (شكل ٨٠) .
وقد ميز فلون سبعة أقاليم مناخية رئيسية لسطح العالم ، ودرس
الخصائص المناخية الفعلية لكل منها بحسب البيانات المتيورولوجية
المتوفرة لها ، وتتلخص نتائج دراسته فيما يلي :

١- الأقاليم المناخية فيما بين المدارين Innertropical Zones :

وتتضمن هذه الأقاليم النطاقات الإستوائية كذلك ، وتسقط الأمطار
فوقها طول العام ، وتتأثر بالهواء الصاعد والأمطار الانقلابية ، وتنحرف
عندها الرياح التجارية الشرقية وتصبح غربية صيفاً وشتاءً . وتنمو فيها
الغابات المدارية الرطبة والإستوائية والموسمية الرطبة ، وتتفق هذه الأقاليم
مع مناخ نوع Af ومناخ نوع Am عند كوبن .

٢- الأقاليم المناخية المدارية Tropical Zones :

أمطار هذه الأقاليم تسقط صيفاً ، وتتأثر بالرياح التجارية الغربية (بعد إنحرافها) خاصة خلال فصل الصيف ، والرياح التجارية الشرقية
خاصة خلال فصل الشتاء . وتنمو فيها حشائش السافانا الطويلة ، وفي
المناطق الغزيرة المطر تتكون غابات الدهاليز الكثيفة ، وتقل كثافة الأشجار
عند هوامش الغابات حيث تقل كمية الأمطار الساقطة . وتتفق هذه الأقاليم
مع نوع مناخ Aw وفي بعض أجزاء من نوع مناخ Cw عند كوبن .

٣- الأقاليم المناخية شبه المدارية الجافة Sub - tropical dry Zones :

تعد هذه الأقاليم جافة بصفة عامة ، وتهب عليها الرياح التجارية
الشرقية ، وتنمو فيها حشائش الإستبس في المناطق المعتدلة ، وحشائش
شبه صحراوية فقيرة في المناطق الجافة ، وذلك تبعاً لتفاوت كميات الأمطار
السنوية الساقطة بين إقليم وآخر . وتتفق هذه الأقاليم مع نوع مناخ BS
ونوع مناخ BW عند كوبن .

٤- الأقاليم المناخية شبه المدارية الممطرة شتاء :

Subtropical Winter rain Zones

تسقط الأمطار فوق هذه الأقاليم شتاءً . حيث تهب عليها الرياح العكسية الغربية ، فى حين تكون جافة خلال فصل الصيف . وتنمو فيها أشجار دائمة الخضرة ذات الأوراق الصلبة Hard leaf woods التى تتحمل جفاف الصيف . وتتمثل فى نوع مناخ البحر المتوسط ، ويتفق هذا الإقليم مع نوع مناخ Cs عند كوبن (شكل ٨١) .

٥- الأقاليم المناخية المعتدلة الرطبة Moist Temperate Zones :

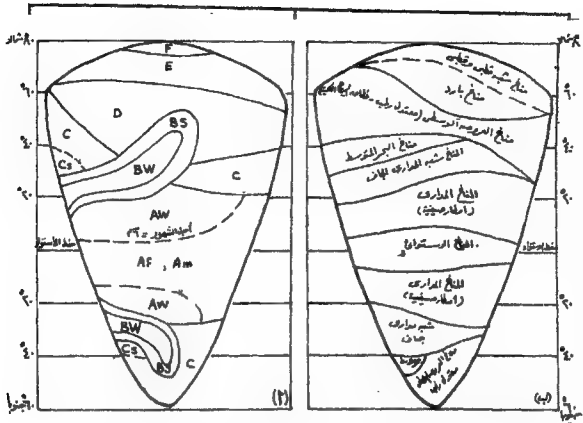
تسقط الأمطار طول العام فوق هذه الأقاليم ، وتتأثر بالرياح العكسية الغربية طول العام فى العروض المعتدلة ، وتغزر الأمطار شتاءً . وتنمو فيها أشجار ذات الأوراق العريضة Broad Leaf Mixed Forests وتتفق هذه الأقاليم مع نوع مناخ CF وأحياناً مع مناخ CW عند كوبن .

٦- الأقاليم المناخية الباردة شبه القطبية :

Boreal and Subpolar Zones

تسقط الأمطار فوق هذه الأقاليم المناخية الباردة صيفاً ، ويكون التساقط على شكل ثلج خلال فصل الشتاء . وتهب عليها الرياح العكسية الغربية وأحياناً تهب عليها الرياح القطبية الشرقية خاصة خلال فصل الشتاء . وتنمو فيها الغابات المخروطية . وتتفق هذه الأقاليم مع نوع مناخ Dw ونوع مناخ Df عند كوبن .

أما الأقاليم شبه القطبية ، فتقل الأمطار فوقها طول العام ، وتهب عليها الرياح القطبية الشرقية ، وتتمثل فيها أعشاب التندرا الفقيرة وتتفق مع نوع مناخ ET عند كوبن .



(شكل ٨١) الأقاليم المناخية في العالم بحسب دراسات فلون (ب) ومقارنتها

بدراسات كوبن (ا) على قارة إفريقيا للعالم .

٧- الأقاليم المناخية القطبية العالية High Polar Zones :

يسقط الثلج فوق هذه الأقاليم طول العام ولكن بكميات قليلة وتعرض لهبوب الرياح القطبية الشرقية طول العام ، ويتكون فوقها الغطاءات والقلنسوات الثلجية . وتتفق هذه الأقاليم مع نوع مناخ EF عند كوبن . وتتلخص دراسات الأستاذ فلون في الجدول الآتي :

البيئات الطبيعية	نوع المناخ عند كوين	نوع الرياح		الضغط والرياح	التساقط	الأقاليم المناخية
		شتاء	صيفاً			
غابات استوائية وموسمية رطبة غابات شبه استوائية وموسمية رطبة وسافانا استبس وشبه صحراوي وصحراوي	AF. Am Aw Cw BS BW	عربية عربية عربية شرقية عربية شرقية	عربية عربية عربية عربية شرقية	الرياح الاستوائي والغواص الرياح رياح تجارية عربية وشرقية ومعاً صاعد رياح تجارية وصفد - منع صعلي	غزيرة المطر طول العام أمطار صسمية حاف أساساً	(١) قيا بين المدارين (٢) المدارية
	Cc	عربية	عربية	صفد مومع صفاً	مطر شتاء	(٤) شبه المدارية المطر شتاء
	Ct Cw	عربية عربية	عربية عربية	درياح عكسية شتاء رياح عكسية عرسية والصفد يتألف علياً	مطر طول العام	(٥) المعتدلة الرطبة
	Df Dw	عربية عربية	عربية عربية	رياح عكسية وأحياناً نظيب	مطر صيفي وثليج شتوي	(٦) الباردة
أعشاب التندرا عطاءات ثلجية	ET EF	عربية عربية شرقية	عربية عربية	صفد منخفض شتاء صفد مومع صعلي	مطر ماطر طول العام ثلج قليل طول العام	(٧) القطبية العالية

١- ثانياً ، بعض التقاسيم المناخية الحديثة

إقترح بعض علماء المناخ فى الآونة الأخيرة تقاسيماً مناخية عنيت بدراسة العلاقة المتبادلة بين المناخ والمظهرين الطبيعى Physical والحيوى Biological فى البيئة التى يعيش فيها الإنسان . ومن بين هذه التقاسيم مايلى :

١- تقسيم هولدريدج لأقاليم الحياة الطبيعية :

The Holdridge natural life -Zone classification

إهتم الأستاذ هولدريدج Holdridge, 1959 بإجراء دراسات تفصيلية للعلاقات البيئية Environmental relationships فى أجزاء العالم بصورة عامة وفى المناطق المدارية وشبه المدارية بصورة خاصة . وإقترح هولدريدج تقسيماً يستخدم فيه كلا من العناصر الآتية كأساس للتقسيم ^(١) :

أ- المتوسط السنوى للحرارة الحيوية Biotemperature

ب- معدل القيمة الفعلية للبخر والتنتع

Potential Evapotranspiration ratio

ج- المتوسط السنوى للتساقط Annual Precipitation

ويحسب هولدريدج ما أسماه بالحرارة الحيوية Biotemperature أساس درجات الحرارة التى نريد عن الصفر المئوى فى مكان ما خلال فترة ما ، ومعنى ذلك أن :

درجة الحرارة الحيوية اليومية ح م = (درجة الحرارة اليومية الفعلية - صفر م) وإن درجة الحرارة الحيوية المتجمعة الشهرية ح م =

(1) a- Holdridge, L.R. " Simple method for determining potential evapotranspiration from temperature data ", Science, vol, 130 (1959) p.572.

b- Mather, J.R., " Climatology, Fundamentals and applications McGraw-Hill, N.Y. (1974) p.122.

ح- صفر م $\times 30$ ويضرب الناتج فى عدد أشهر السنة نحصل على درجة الحرارة الحيوية المتجمعة السنوية .

وإستخدم هولدريدج هذه القيم الحرارية الحيوية التى تزيد عن الصفر المئوى (عند إنشاء ما أسماه بالمقياس الحرارى الحيوى وميز هذا الباحث عن طريق هذا المقياس سبعة أقاليم حرارية حيوية عرضية Latitudinal regions أى تتباعد إلى الشمال وإلى الجنوب من الدائرة الإستوائية فى نصفى الكرة الأرضية ، كما ميز هذا الباحث سبعة نطاقات حرارية حيوية رأسية أى تختلف مع الإرتفاع عن سطح الأرض Altitudinal Belts . وقد تبين له بأن قيم هذه النطاقات تتناقص تناقصاً هندسياً ابتداء من القيمة ٢٤ م . أى تشمل القيم الآتية :

٢٤ ، ١٢ ، ٦ ، ٣ ، ١ ، ٠ م .

ويلاحظ أن القيمة ٢٤ م هى عبارة عن الحد الفاصل بين الأقاليم المدارية Tropical والأقاليم المعتدلة الدفينة Warm Temperate وأن المتوسط السنوى لدرجة الحرارة الحيوية هنا هو ٢٤ م ولا تقل درجة الحرارة فى هذه الأقاليم عن درجة التجمد . ويلاحظ أيضاً بالنسبة لمناطق العروض الوسطى ، أن متوسطات درجات حرارتها الحيوية تفوق متوسط درجة حرارة الهواء .

وعند حساب المتوسط السنوى لدرجة الحرارة الحيوية Annual bio-temperature ، يمكن الإستفادة منه عند حساب القيمة الفعلية السنوية للنتج والبخر معاً (ملم) Annual Potential evapotranspiration وذلك بضرب مقدار درجة الحرارة الحيوية السنوية فى ٩٣ ، ٥٨ (معامل ثابت) أى أن :

القيمة الفعلية السنوية للنتج والبخر =

المتوسط السنوى للحرارة الحيوية $\times ٩٣ ، ٥٨$.

ثم عند قسمة ناتج القيمة الفعلية السنوية للنتج والبخر على كمية

المطر السنوي (ملم) نحصل على ما أسماه هولدريدج بمعامل الرطوبة Moisture Index وهو ما يعرف أيضاً باسم القيمة الفعلية للنتج والبخر Potential Evapotranspiration ratio أى أن :

$$\text{معامل الرطوبة} = \frac{\text{القيمة الفعلية للنتج والبخر}}{\text{كمية المطر السنوي (ملم)}}$$

وإستخدم هولدريدج مثلثاً ترمز أضلاعه الثلاث إلى قيم الحرارة الحيوية ، ونسبة جهد النتج والبخر ، وكمية التساقط السنوي ، ومن دراسة العلاقة المتبادلة بين هذه القيم المختلفة على أضلاع المثلث رجع هولدريدج ما أسماه ، بمناطق الرطوبة ، Humidity Provinces وإستخرج منه ما أسماه أيضاً ، بالنظم البيئية من الدرجة الأولى First order eco systems ثم درس علاقة هذه المناطق والنظم البيئية بالظروف الطبيعية والحيوية في البيئة التي يعيش فيها الإنسان^١

(٢) تقسيم بديكو لمناطق الرطوبة والجفاف في العالم

يعتمد هذا التقسيم على إستخراج وحساب معامل الرطوبة Moisture Index والنسبة المئوية لـ Index والذي أطلق عليه الأستاذ بديكو 1956 1959 Budyko تعبیر «معامل الإشعاع للجفاف» Radiation Index of dryness وتوقف قيمة هذا المعامل على حساب نسبة صافي الإشعاع الأرضي إلى مقدار الطاقة اللازمة لتبخير التساقط الممثل في منطقة الدراسة ، وقد إقترح بديكو ، لإيجاد معامل الجفاف ، المعادلة المعروفة باسمه وهي

$$K = \frac{R}{Lr}$$

(1) Mather, J.R " Climatology ... " McGraw-Hill N.Y (1974) p.122-124.

(2) Budyko, M.I., " The heat balance of the earth's surfaces " Gidrometeoizdat, Leningrad, 1956 (Translated by N.A. Stepanava, Office of Climatology. U S. Weather Bureau (1959) p.p.255.

حيث أن :

K = معامل الجفاف .

R = صافى الإشعاع أو الموازنة الحرارية .

$L = 600$ = سعر حرارى .

r = كمية التساقط (ملم) .

كما يمكن إستخراج قيمة صافى الإشعاع أو الموازنة الحرارية وفقاً للمعادلة الآتية :

$$R = QN (1 - A) - E$$

حيث أن :

QN = مجموع الإشعاعات الشمسية .

A = معامل ثابت مقداره ٠,٢٠ .

E = معامل الإشعاع (سعر / سم^٢ / السنة) .

وقد إستخدمت هذه المعادلة السابقة عند تصنيف الأقاليم المناخية فى بعض البلدان العربية وخاصة فى العراق^(١) ويتبين أن معامل الإشعاع وفقاً لنتائج هذه المعادلات يصل مقداره فى القسم الشمالى من العراق إلى ٨٤ كيلو سعر/سم^٢/السنة فى حين يصل هذا المقدار فى القسمين الأوسط والجنوبى فى الأراضى العراقية إلى ٩٠ كيلو سعر/سم^٢/السنة .

وعلى أساس حساب معامل الرطوبة Moisture Index بمعرفة التساقط الشهرى (ملم) إلى ضعف المتوسط الشهرى للحرارة (م) إقترح كل من باجنو^(٢)، وجوسان Bagnouls et Gaussen, 1957

(١) د . مهدي الجحاف، الوارد المائىة من العراق ، الجمهورية العراقية - وزارة الإعلام (١٩٧٦ ص ٣٦٠) .

(2) Bagnouls F., and H.Gaussen, " Les climars biologique et leur classification " Ann. Geograph, vol 66, No.355 (1957) p.193-220.

ووالتر وليث (١) ، وكارتر وماثر (٢) Crter et Mather, 1966 تقاسيم
مناخية تصنف اجزاء العالم، عن طريقها إلى أقاليم مناخية متنوعة .

-
- (1) Walter H., and Lieth. H. " Klimadiagramm - Wltatlas " Gustav Fischer Verlag. Stuttgart (1964).
- (2) Carter D.B. Mather , J.B ., " Climatic classification for environmental Biology ". Publ.Climatol . Laboratory of Climatology vol. 19 Non 4 (1966) p.305-395.

الفصل الثالث عشر

الخصائص العامة للأقاليم المناخية وتوزيعها الجغرافى على سطح الأرض

يعتمد علماء المناخ عند تقسيمهم الأقاليم المناخية الممثلة على سطح الأرض على إستخدام منهجين أساسيين مختلفين هما :

أ- الأساس التجريبي Empirical Classifications :

وعن طريقة تقسيم الأقاليم المناخية لسطح الأرض بحسب تنوعها وفقاً للأسس الوضعية لكل تقسيم . ومن ثم لا تتضمن هذه الدراسة معرفة نشأة الأقاليم المناخية وظروف تكوينها وتوزيعها الجغرافى الفعلى على سطح الأرض . أى أن الغاية من هذه التقاسيم التجريبية هو الإستفادة منها من الناحية العلمية والتعليمية .

ب- الأساس النشوى أو النظامى

: Genetic, causal or systematic classifications

وتصنف الأقاليم المناخية فى هذه الحالة تبعاً لمدى إختلاف كل مجموعة من الأقاليم المناخية عن الأخرى من حيث النشأة وظروف التكوين والخصائص الفعلية التى تتميز بها الأقاليم وتوزيعها الجغرافى الفعلى على سطح الأرض .

ومن دراسة التوزيع الجغرافى العام للأقاليم المناخية على سطح الأرض يتبين أن هناك عدة عوامل رئيسية تؤثر فى تنوع الأقاليم المناخية وإختلاف توزيعها من مكان إلى آخر على سطح الأرض ، وتتلخص فيما يلى :

١- تقع الأقاليم الإستوائية عند الدائرة الإستوائية وبالمناطق القريبة منها ، فى حين تقع الأقاليم المناخية شبه الإستوائية إلى الشمال وإلى الجنوب منها أى تمتد نطاقاتها موازية لنطاقات الأقاليم المناخية الإستوائية ، ولكن عند دوائر أبعد نسبياً من الدائرة الإستوائية نفسها ، ويرجع ذلك

أساساً إلى انخفاض كمية الأمطار الانقلابية السنوية الساقطة كلما بعدنا شمالاً أو جنوباً من الدائرة الإستوائية ، وبداية ظهور : فصل جاف ، فى السنة .

٢- تنقسم العروض المدارية فيما بين ١٥ - ٢٠ شمالاً وجنوباً تقريباً إلى ثلاثة أقسام مناخية رئيسية على إختلاف كمية المطر السنوى . وحيث أن الأمطار تسقط هنا بفعل الرياح التجارية الشرقية ، فإن القسم الشرقى من هذا الإقليم المدارى يكون ممطراً أو غزير المطر (مدارى رطب أو موسمى رطب) والقسم الأوسط شبه جاف (مناخ سودانى ، أو مدارى شبه جاف) فى حين يسود الجفاف القسم العربى (صحراوى حار جاف)

٣- يتمثل فى العروض الإنتقالية فيما بين ٢٠ - ٤٠ شمالاً وجنوباً . مناخ إنتقالى يعرف باسم مناخ البحر المتوسط . وتقع بعض نطاقات هذا المناخ فى غرب القارات مواجهة للإتجاه الآتية منه الرياح العكسية الغربية

٤- تتعرض المناطق المعتدلة فيما بين دائرتى عرض ٤٠ - ٦٠ شمالاً وجنوباً للرياح العكسية الغربية المطيرة . ومن ثم تنقسم أراضيها من الأخرى وفقاً لإختلاف كمية المطر . أسسوى إلى ثلاثة أقاليم مناخية رئيسية تشمل من الغرب إلى لشرق : إقليم مناخ غرب أوربا الممطر طول العام ، وإقليم وسط أوربا المعتدل المطر وإقليم شرق أوربا القليل المطر صيفاً (نوع مناخ إستبس)

٥- أما العروض العليا من سطح الكرة الأرضية فتتميز بينها تبعاً لإختلاف درجة الحرارة وطول الفصل الدافئ (الذى تزيد فيه درجة الحرارة الشهرية عن درجة التجمد) . ومن ثم ميز العلماء هنا المناخات شبه الباردة وشبه القطبية والقطبية ومناخ الغطاءات الثلجية أو القلنسوات الثلجية .

وسنعرض فى هذا الفصل لدراسة الأقاليم المناخية الممثلة فعلاً على سطح الأرض والتي قد تتشابه مجموعات مع مجموعات الأقاليم المناخية التجريبية وسنتبع فى دراستنا هذه التقسيم الذى إقترحه الأستاذ كاي جريسويل Gresswell, 1972^(١) للأقاليم المناخية الفعلية وتوزيعها الجغرافى

الفعلى على سطح الأرض تبعاً للبيانات المناخية الفعلية المتوفرة فى محطات الأرصاد الجوية المنتشرة على سطح الأرض . وقد قسم هذا الباحث سطح العالم إلى أربعة أقاليم مناخية رئيسية ، وصنف عدة إقاليم مناخية ثانوية تقع داخل نطاق كل من هذه الأقاليم المناخية الرئيسية ويتلخص تقسيمه فى الآتى :

أولاً : المناخات الإستوائية ، وتشمل Equatorial Climates :

١- المناخ الإستوائى .

٢- المناخ المدارى الرطب - الجاف .

٣- المناخ الموسمى (٢) .

ثانياً : المناخات المدارية ، وتشمل Tropical Climates :

١- المناخ شبه المدارى الرطب .

٢- مناخ إقليم الحشائش المدارية وشبه المدارية .

٣- المناخ الصحراوى الحار الجاف .

(1) Gresswell, Kay, R., " Physical geography " , Longman (1972) p.51.

(٢) إعتبر جريسويل أن المناخ الموسمى الرطب يمكن أن يكون جزءاً من النطاق الإستوائى ، كما أنه إستخدم تعبير مناخ « إقليم الحشائش المدارية وشبه المدارية » ومناخ « إقليم الحشائش المعتدلة » وهما تعبيران نهايتان وهو يقصد بذلك المناخ السودانى والمناخ القارى المعتدل شبه الجاف على التوالى . كما أنه وضع إقليم المناخ البارد مع مجموعة المناخات القطبية . راجع المرجع السابق Gresswell. K, R. (1972) p.52.

ثالثاً : المناخات المعتدلة ، وتشمل Temperate Climates :

- ١- مناخ البحر المتوسط .
- ٢- المناخ البحري المعتدل .
- ٣- المناخ القاري المعتدل .
- ٤- مناخ إقليم الحشائش المعتدلة .

رابعاً : المناخات القطبية ، وتشمل Arctic Climates :

- ١- المناخ البارد .
- ٢- المناخ القطبي أو مناخ التندرا .
- ٣- مناخ أقاليم الغطاءات والقلنسوات الثلجية

وفيما يلي عرض موجز للخصائص العامة لكل من هذه الأقاليم المختلفة وتوزيعها على سطح الأرض .

(أولاً) المناخات الإستوائية

تضم هذه المجموعة من المناخات ثلاثة أقاليم مناخية رئيسية تتمثل فيما يلي :

أ- المناخ الإستوائي Equatorial Climates :

يتمثل هذا المناخ عند نطاق الدائرة الإستوائية وإلى الشمال والجنوب منه بضع درجات عرضية ولكن قد يتسع نطاقه في الأجزاء الشرقية من القارات وخاصة بقارة آسيا وقد تصل أبعاده إلى ٢٠ شمالاً . ويظهر هذا المناخ في السهول الساحلية الغربية لأفريقيا (ساحل غانا) وبحوض الكونغو . ولكن لا يمتد هذا الإقليم شرقاً حتى الساحل الشرقي لأفريقيا تبعاً لإمتداد السلاسل الجبلية ووقوع الهضاب العالية إلى الشرق من «حوض الكونغو» . كما تظهر نطاقات هذا الإقليم المناخي في حوض الأمازون بحوض الكاد يشغل النصف الشمالي من البرازيل ، وفي بعض أراضي فنزويلا

وكولومبيا عند الركن الشمالى الغربى من أمريكا الجنوبية . وتظهر نطاقات المناخ الإستوائى فى كثير من جزر الهند الشرقية ، ولو أن المناخ الإستوائى هنا أكثر اعتدالاً منه فى حوض الكنفو أو حوض الأمازون

وتقع نطاقات هذا الإقليم المناخى فى إقليم الرهو أو الركود الإستوائى Equatorial calms or doldrums وعند تلاقى الرياح التجارية الشمالية الشرقية مع الرياح التجارية الجنوبية الشرقية . ويستقبل هذا الإقليم المناخى أكبر قسط من الأشعة الشمسية القوية ، وينتج عنها تسخين الهواء الملاصق لسطح الأرض بشدة وصعوده إلى أعلى باستمرار وتكوين الكتل الهوائية الإستوائية والمدارية . ويتأثر هذا الإقليم المناخى كذلك بالأمطار الانقلابية الغزيرة وأمطار عواصف الرعد والبرق . وتسقط هذه الأمطار بعد ظهر كل يوم أى بعد حدوث صعود الهواء إلى أعلى خلال النصف الأول من النهار ومن ثم يقال « إن شتاء الأقاليم الإستوائية هو ليلها » .

ومن دراسة المنحنيات الحرارية لبعض محطات الأرصاد الجوية فى هذا الإقليم المناخى يتبين أن المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة يصل إلى نحو ٧٩°ف ، ويكاد يقتضاه هذا المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة من شهر إلى آخر تبعاً لتشابه مقدار زوايا سقوط الأشعة الشمسية فوق أجزاء هذا الإقليم طول العام . ولا تزيد مقدار زاوية سقوط الأشعة الشمسية فى أى شهر من شهور السنة عن ٢٣.٥° ، وتعتمد هذه الأشعة فوق الدائرة الإستوائية خلال فترة الاعتدالين ، ويبلغ المتوسط السنوى لدرجة الحرارة فى هذا الإقليم المناخى نحو ٨٠°ف (٢٧°م) ولا يزيد المدى الحرارى السنوى عن ١٠°ف فى حين قد يصل المدى الحرارى اليومى إلى ٢٠°ف ومع ذلك فمن النادر أن تنخفض النهاية الصغرى لدرجة الحرارة اليومية عن ٦٤°ف . ولنحسب الحرارة السنوى قمتان حراريتان يتمثلان فى فترة الاعتدالين (عندما تعامد الشمس على الدائرة الإستوائية فى الربيع والخريف) . وتبعاً لارتفاع درجة الحرارة خلال هذه الفترة من السنة ، يزداد صعود الهواء إلى

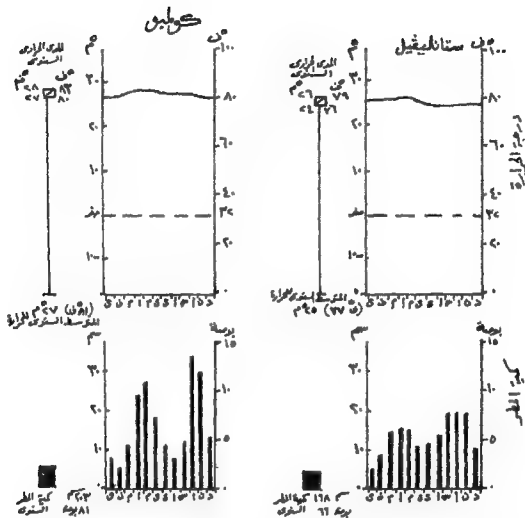
(1) Kendrew, W.G., " The climates of the continents ", Oxford, Eigth edition (1961) p.76.

أعلى وتتسع نطاقات الرهو الإستوائى ويكثر حدوث عواصف الرعد والبرق ، وتغزر كمية الأمطار الانقلابية الساقطة . ومن ثم فإن أغزر فترات السنة مطراً هى الفترة الممتدة من أول أبريل حتى نهاية يونيو ، وتلك الممتدة من أول سبتمبر حتى نهاية نوفمبر ، وينجم عن زيادة كمية الأمطار الساقطة طول العام هنا ، انخفاض القيمة الفعلية للأمطار ، وارتفاع نسبة الرطوبة فى الجو . وتتراوح كمية المطر السنوى هنا من ٦٠ - ٨٠ بوصة (١٥٠ - ٢٠٠ سم) ولكنها قد تصل فى بعض المواقع إلى نحو ١٠٠ بوصة سنوياً . ولا يوجد فى هذا الإقليم المناخى أى شهر أو فصل جاف . ومتوسط أغزر شهور السنة مطراً (خلال فترة الاعتدالين) نحو ١٠ بوصات ، فى حين يصل نصيب أقل شهور السنة مطراً (خلال فترة الانقلابين) إلى نحو ٤ بوصات .

وتمثل البيانات المناخية لكل من مدينة كولومبو Cplombo (عاصمة سرى لانكا) وستانليفيل Stanleyville (فى أواسط إفريقيا) الخصائص المناخية العامة لهذا الإقليم المناخى . وتبلغ كمية المطر السنوى فوق كولومبو نحو ٨١ بوصة (٢٠٣ سم) ويتضح كذلك إن أقل شهور الشتاء مطراً فى كولومبو هو شهر فبراير (حيث تقع عند دائرة عرض ٧ شمالاً) وأقل شهور الصيف مطراً هنا هو شهر أغسطس حيث تبلغ متوسط كمية المطر الشهرى نحو ٢ بوصة (٥ سم) . فى حين يسقط فوق كولومبو خلال شهر أكتوبر نحو ١٤ بوصة (٣٥ سم) وفى شهر مايو نحو ١١ بوصة (٢٨ سم) . أما بالنسبة لمدينة ستانليفيل فإن المنحنى الحرارى السنوى الخاص بها يكاد يكون مستقيم الإمتداد ولا تظهر أية قمم حرارية فيه ومن ثم تتشابه كذلك كميات الأمطار الشهرية الساقطة بين شهر وآخر إلى حد كبير (شكل ٨٣) .

ب- المناخ المدارى الرطب والجاف Tropical wet-and-dry climate :

يقع هذا الإقليم المناخى على هوامش الإقليم المناخى الإستوائى ، وقد تمتد أبعاده إلى نحو ٢٥ شمالاً وجنوباً من الدائرة الإستوائية . ويتمثل هذا المناخ فى المناطق الإستوائية الجبلية المرتفعة كما هو الحال فى مرتفعات شرق أواسط إفريقيا وفى الأراضى المرتفعة من إقليم شبادا Chapada وأجزاء من جنوب وسط البرازيل .



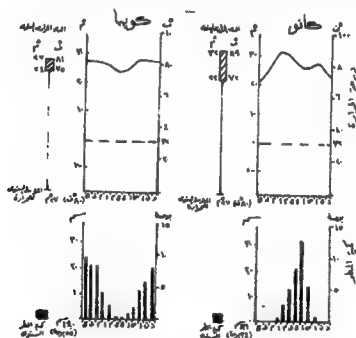
(شكل ٨٣) المناخ الإستوائى ممثلاً فى بعض البيانات المناخية لمحطتى

كولومبو (٧ شمالاً فى سرى لانكا) وسيتانجيل (١ شمالاً فى الكونغو) .

ويلاحظ أن المتوسط السنوى لدرجة الحرارة لا يزال يشبه مثيله فى الإقليم المناخى الإستوائى (٢٧م أو ٨٠ف) ، إلا أن المدى الحرارى السنوى هنا اكبر نسبياً حيث يصل إلى نحو ٢٠ف وتنقسم السنة فى هذا الإقليم المناخى إلى فصلين أحدهما شتوى والآخر صيفى على الرغم من الارتفاع العام لدرجة الحرارة طوال أشهر السنة . وخلال الفترة الصيفية (تمتد من يونيو إلى أغسطس فى نصف الكرة الشمالى ، ومن نوفمبر إلى يناير فى نصف الكرة الجنوبى) تتأثر معظم أجزاء هذا الإقليم بالكتل الهوائية الإستوائية البحرية الرطبة . ويبلغ المتوسط الشهرى لكمية الأمطار الساقطة خلال هذا الفصل نحو ١٠ بوصات (٢٥سم) . أما خلال فصل الشتاء فتتأثر أجزاء هذا الإقليم المناخى بالكتل الهوائية القارية ، وتقل كمية الأمطار الساقطة ويسود الجفاف ، ومن ثم سمي هذا الإقليم باسم المناخ الرطب

الجاف Wet-and dry تمييزاً له عن إقليم المناخ الإستوائى الممطر طول العام ويعد المدى الحرارى اليومى فى هذا الإقليم المناخى (من ٥ - ١٢ م) أعلى من المدى الحرارى السنوى .

وتوضح البيانات المناخية لمدينة كويبا Cuiaba فى وسط جنوب البرازيل (فى نصف الكرة الجنوبى) ولمدينة كانو Kano فى شمال نيجيريا (فى نصف الكرة الشمالى) الخصائص المناخية العامة لهذا الإقليم . ومن دراسة شكل (٨٤) يتضح أن المتوسط السنوى لدرجة الحرارة فى هاتين المدينتين هو ٢٧ م (٨٠ ف) ، ويصل المدى الحرارى السنوى فى كويبا إلى ٤ م (٧ ف) وفى كانو نحو ١٧ م (٦٧ ف) . ويسقط نحو نصف كمية المطر السنوى فوق كويبا خلال الفترة الممتدة من يناير إلى نهاية مارس (الصيف الجنوبى) فى حين يسقط ٣/٤ كمية المطر كمية المطر السنوى فوق كانو خلال الفترة الممتدة من يوليو إلى نهاية سبتمبر (الصيف الشمالى) . ولاتزيد كمية المطر الشهرى خلال فصل الشتاء فوق كويبا عن ١/٢ بوصة (٤ سم) فى حين يتميز شتاء مدينة كانو بالجفاف (شكل ٨٤)



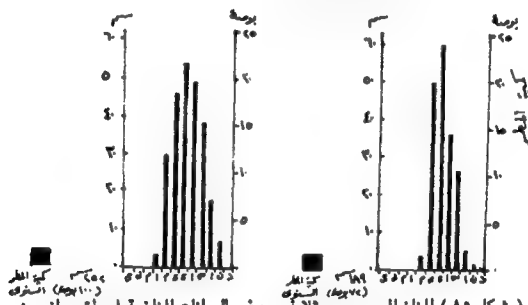
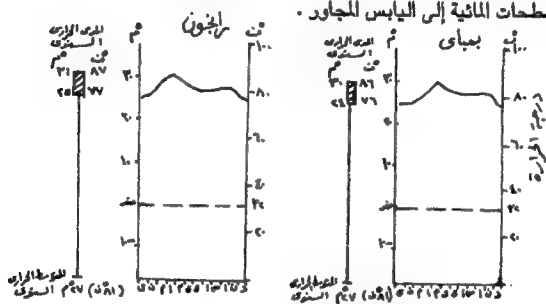
(شكل ٨٤) المناخ المدارى الرطب - الجاف ممثلاً فى بعض البيانات المناخية لمحطتى كويبا (١٦ جنوباً فى البرازيل) وكانو (١٢ شمالاً فى نيجيريا) .

على الرغم من أن هذا الإقليم المناخى يتألف من فصلين أحدهما رطب والآخر جاف ، إلا أنه يختلف عن المناخ المدارى الرطب - الجاف ، الذى سبقت الإشارة إليه من قبل ، لأن كمية المطر الصيفى هنا غزيرة جداً وترتبط بموعد هبوب الرياح الموسمية الصيفية الناتجة عن الاختلافات الحرارية بين هواء اليابس والهواء الملامس للمسطحات المائية المجاورة له . ومن ثم تتأثر أجزاء هذا الإقليم الموسمي بالكتل الهوائية المدارية القارية شتاءً ، وبالكتل الهوائية الإستوائية والمدارية البحرية صيفاً . ويتمثل هذا الإقليم المناخى أحسن تمثيل فى جنوب وشرق آسيا . ويؤثر الإمتداد العام للسلاسل الجبلية بالنسبة لإتجاه الرياح الموسمية فى كمية الأمطار الساقطة . ومن ثم تسقط الرياح الموسمية الجنوبية الغربية الصيفية أمطاراً غزيرة فوق إقليم الفات الغربية وتصل هذه الرياح إلى داخل هضبة الدكن فى الشرق شبه جافة . وكذلك تسقط الرياح الموسمية الجنوبية الشرقية الصيفية أمطاراً غزيرة فوق مرتفعات أنام وتقل الأمطار كلما إتجهت الرياح صوب المناطق الداخلية من الهند الصينية فى الغرب .

وتمثل البيانات المناخية لمدينة بومباى Bombay ولمدينة رانجون Rangun الخصائص العامة لهذا الإقليم المناخى . (شكل ٨٥) . فالمتوسط السنوى لدرجة الحرارة فيهما يصل إلى ٢٧°م (٨١°ف) ويعد شهر يناير أبرد شهور السنة وتتراوح درجة حرارته من ٢٤ - ٢٥°م (٧٦ - ٧٧°ف) وتتأثر كليهما بفعل البخار الشديد خلال الفصل للمطر والذى يؤثر بدوره فى إنخفاض درجة الحرارة بنحو ٢°م وفى القيمة الفعلية للأمطار . ويعد شهر مايو أدفاً شهور السنة حيث تتراوح درجة حرارته من ٢٠ - ٢١°م (٦٨ - ٨٧°ف) وتنخفض درجة حرارة شهر يوليو فى بومباى إلى نحو ٢٧°م (٨١°ف) وفى رانجون إلى نحو ٢٦°م (٨٠°ف) .

ومن أهم ما يميز المناخ الموسمي هو سقوط $\frac{3}{4}$ كمية المطر السنوى خلال المدة من يونيو إلى أغسطس ، ويعد شهر فبراير أقل شهور السنة

مطرًا . ويرجع ذلك إلى إختلاف إتجاه الرياح من فصل إلى آخر . ففي فصل الشتاء الشمالي تهب الرياح الموسمية القارية الجافة من اليابس إلى البحر ، في حين تهب الرياح الموسمية البحرية الرطبة في فصل الصيف من المسطحات المائية إلى اليابس المجاور .



(شكل ٨٥) المناخ الموسمي ممثلاً في بعض البيانات المناخية لمحطتي راجون وبومباي (١٩ شمالاً في الهند) .

ويوضح الجدول الآتي الخصائص العامة لكل من هذه الأقاليم المناخية التي تدخل تحت نطاق المناخات الإستوائية بحسب دراسات كاي جريسول (١)

(1) Gresswell, K.P., " Physical geography ", Longman, (1972) p.62.

الخصائص المناخية	المناخ الإستوائي	المناخ الرطب-الجاف	المناخ الموسمي
المتوسط السنوي للمحارة	٢٧ (٨٠ف)	٢٧ (٨٠ف)	٢٧ (٨٠ف)
المدى الحراري السنوي	٢٢ (٢ف)	٢٢ (٩ف)	٢٢ (٩ف)
كمية المطر السنوي	مرتفعة ٧٠ بوصة (١٨٠ سم)	مرتفعة ٥٠ بوصة (١٢٠ سم)	مرتفعة ٧٠ بوصة (١٨٠ سم)
تصيب الفصل المطر (من المطر السنوي)	$\frac{1}{3}$ في الإعتدالين	$\frac{1}{4}$ للمطر في الصيف	$\frac{2}{3}$ المطر في الصيف
تصيب الفصل الجاف (من المطر السنوي)	$\frac{1}{3}$ المطر في الإنقلابين	محدود جداً في الشتاء	محدود جداً في الشتاء

(ثانياً) المناخات المدارية

١- المناخ شبه المداري الرطب Humid Subtropical Climate

يتمثل هذا الإقليم المناخي في جنوب شرق الولايات المتحدة الأمريكية وجنوب شرق البرازيل ، وأوراجواي وفي أجزاء واسعة من الأرجنتين وبعض أجزاء من السواحل الجنوبية الشرقية لأفريقيا وجنوب شرق الصين (ويعرف هنا بإسم المناخ الصيني) . وبمقارنة هذا المناخ بغيره من المناخات الإستوائية يتبين أنه أكثر منها جفافاً ، وتتأثر أجزاء هذا الإقليم بالكتل الهوائية المدارية البحرية المحملة بالرطوبة خاصة خلال فصل الصيف ، أما خلال فصل الشتاء فتتقابل هذه الكتل الهوائية بغيرها من الكتل الهوائية القطبية القارية الباردة ، وينتج عن تقابل هذه الكتل المختلفة الخصائص الطبيعية صعود الهواء الساخن إلى أعلى وإنزلاق الهواء البارد إلى أسفل وتكوين الجبهات Fronts .

وتشبه درجة حرارة أشهر فصل الصيف في هذا الإقليم ، المتوسط السنوى لدرجة حرارة الإقليم الإستوائى (٨٠°ف) ، إلا أن درجة الحرارة تنخفض هنا خلال فصل الشتاء (٤٥°ف) ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى في المناخ شبه المدارى الرطب يبلغ نحو ١٠ م. أما كمية المطر السنوى فوق هذا الإقليم المناخى فقد تصل إلى نحو نصف ما يسقط فوق الإقليم الإستوائى سنوياً . وعلى الرغم من أن هناك قمة للمطر خلال فصل الصيف أو عند نهايته ، فلا يوجد فصل جاف تماماً في هذا الإقليم . ويسقط نحو ١/٣ كمية المطر السنوى خلال ثلاثة شهور والتي تمثل الفصل الرطب في حين يسقط نحو ١/٥ كمية المطر السنوى خلال الفصل الأقل مطراً^(١)

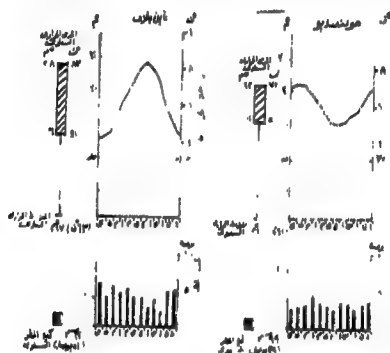
ويقع هذا الإقليم شبه المدارى الرطب تحت تأثير الرياح التجارية خلال معظم أيام السنة ولكن في شرق الصين يتأثر الإقليم المناخى هنا بالرياح الموسمية الجنوبية الشرقية الرطبة صيفاً وبالرياح الموسمية الشمالية الغربية الجافة شتاءً . وعلى الرغم من أن هذا الإقليم له نفس الخصائص العامة للإقليم الموسمي إلا أنه يعد صحر. إقليم شبه المدارى الرطب نوعاً لبرودته خلال فصل الشتاء

وتمثل البيانات المناخية لكل من مدينة باير بلاف Pine Bluff

أركنساس (في نصف الكرة الشمالى) ومدينة مونتفيديو Montevideo

أورجواى (في نصف الكرة الجنوبى) الخصائص العامة لهذا الإقليم المناخى . وعلى ذلك تسجل أعلى درجات الحرارة في « باير بلاف » خلال شهر يوليو (٨٣°ف) وأقلها حرارة خلال شهر ديسمبر (٤٣°ف) أى يصل المدى الحرارى السنوى إلى نحو ٤٠°ف . ويبلغ المتوسط السنوى لدرجة الحرارة هنا إلى نحو ١٧ م (٦٣°ف) . وتبلغ كمية المطر السنوى نحو ١٣٠ سم (٥١ بوصة) ولا يوجد فيه فصل جاف ، وأغزر شهور السنة مطراً هنا تتمثل في يناير ونوفمبر وديسمبر . أما بالنسبة لمدينة مونتفيديو فإن شهر فبراير

يعد أعلى شهور السنة حرارة (٧٢ف) وشهر يوليو هو أقلها حرارة (٥١ف) ، ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى يصل إلى نحو ٢١ف . ويبلغ المتوسط السنوى لدرجة الحرارة فى مونتفيديو نحو ١٦م (٦١ف) . وعلى الرغم من سقوط المطر هنا طول العام ولا يوجد أى شهر يخلو منه سقوط المطر ، فإن كمية المطر السنوى تصل إلى نحو ٩٩ سم (٣٩ بوصة) . ويعد شهر أبريل وشهر مايو هما أغزر شهور السنة مطراً . (شكل ٨٦) .



١ شكل ٨٦ : المناخ فى المدارى الرطب ممثلاً فى : من البيانات المناخية لحظتى مايو - مايو ٢١ شمالاً فى أركنساس بالولايات المتحدة الأمريكية ومونتفيديو (٢٥ جنوباً فى أوجواي)

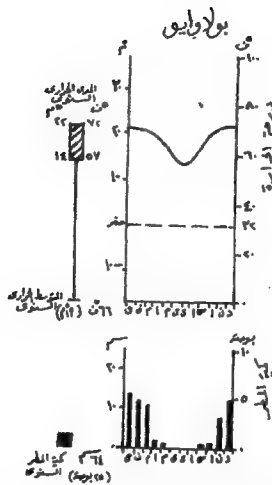
٢ - مناخ إقليم الحشائش المدارية وشبه المدارية

Tropic and Subtropic Grassland Climate

يتأثر هذا الإقليم المناخى بالكتل الهوائية القارية المدارية الحارة الجافة وينحصر نطاقه فى قارة أمريكا بين الإقليم المناخى الرطب - الجاف جنوباً وإقليم الصحارى الحارة الجافة شمالاً (فى نصف الكرة الشمالى) .

ويشغل درجات طولية تمتد من خط طول جزر الرأس الأخضر حتى مرتفعات الحبشة في الشرق . ويمتد هذا الإقليم المناخي في النصف الجنوبي من قارة أفريقيا فيما بين بنجويلا في الغرب وإقليم بولاوايو في الشرق . ويظهر هذا الإقليم المناخي في غربى آسيا حيث يمتد نطاقه فيما بين البحر الأسود والخليج العربي . كما يتمثل هذا المناخ في الولايات المتحدة الأمريكية خاصة فيما بين الساحل الشمالى الغربى لخليج المكسيك حتى أطراف مناخ الحشائش المعتدلة في الشمال . أما في أمريكا الجنوبية فيمتد هذا المناخ من إقليم فورتالازا Fortaleza في شمال شرق البرازيل حتى هضبة البرازيل ، كما أنه يضم الجانب الغربى من إقليم الهمبا في الأرجنتين ، والقسم الشمالى من قارة أستراليا إلى الشمال من الإقليم الصحراوي الحار الجاف .

وتمثل البيانات المناخية لمحطة بولاوايو Bulawayo في روديسيا (على إرتفاع ٤٤٠٠ قدم - (١٢٠٠ متر) الخصائص العامة لهذا الإقليم المناخي . فيبلغ المتوسط السنوى لدرجة الحرارة هنا ١٩ (٦٦ ف) ، والمدى الحرارى السنوى يتراوح من ٨ - ١٥ م. وتبعاً لموقع هذه المدينة في نصف الكرة الجنوبي فإن المنحنى الحرارى لها تظهر له قمة حرارية واضحة خلال شهر ديسمبر (٧٥ ف) ، وتكوين مقعر حرارى خلال شهر يوليو (٦٠ ف) ويتفق موسم سقوط الأمطار مع موسم الحرارة المرتفعة في الصيف الجنوبي حيث تغزر الأمطار الساقطة في أشهر ديسمبر ويناير وفبراير (الشتاء الشمالى) وتتمثل أجف شهور السنة مطراً في الفترة من مايو إلى سبتمبر . وتبلغ كمية المطر السنوى الساقطة فوق بولاوايو ٦٤ سم (٢٥ بوصة) ويسقط نحو ٦٠ ٪ من هذه الكمية خلال الفصل الممطر الصيفى (شكل ٨٧) .



(شكل ٨٧) مناخ إقليم الحشائش المدارية وشبه المدارية ممثلاً في بعض البيانات المناخية لمحطة بولاوايو (٢١ جنوباً في روديسيا) .

٣- المناخ الصحراوي الحار الجاف Hot desert Climate

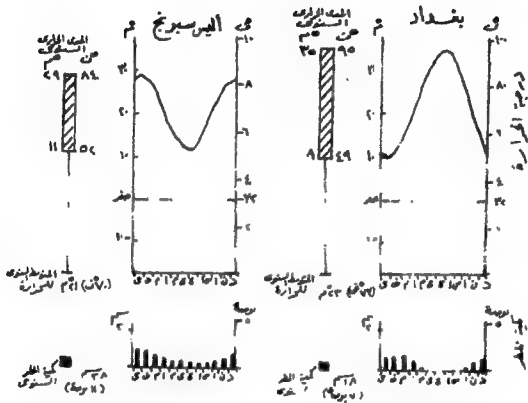
يعد نطاق هذا الإقليم المناخي المصدر الرئيسي للمكتل الهوائية المدارية القارية . ومن ثم يتمثل فيه نطاقات مراكز الضغط المرتفع والهواء الهابط Subsiding air ، كما تنخفض فيه نسبة الرطوبة في الهواء . وأظهر أجزاء هذا الإقليم الحار الجاف تتمثل في الصحراء الكبرى الحارة الأفريقية ، ويمتد نطاقها شرقاً ليشمل صحراء بلاد شبه الجزيرة العربية وصحراء الشام . وإلى الشمال والجنوب من بحر قزوين يظهر إمتداد واسع للصحاري الحارة الجافة ، وتمتد نطاقاتها شرقاً لتشمل صحاري أحواض جوبي ومنغوليا وتكلا ما كان وزونجاريات و تاريم ، كما تظهر نطاقات من الصحاري الحارة الجافة في جنوب غرب الولايات المتحدة الأمريكية ، خاصة صحاري أريزونا ونيفادا وكولورادو ، وصحاري واساتش وموجاف . وكذلك صحاري سونورا وشيهواهوا وكواويلا في المكسيك . ونتيجة لقلة مساحة اليابس في نصف الكرة الجنوبي فإن مساحة نطاقات إقليم المناخ الصحراوي الحار الجاف في نصف الكرة الجنوبي تعد أقل بكثير من مساحة مثيلاتها

فى نصف الكرة الشمالى.ومن بين أهم نطاقات هذا الإقليم المناخى فى نصف الكرة الجنوبى صحارى إتكاما فى شمال شيلي، وصحراء شمال غرب الأرجنتين، وصحراء كلهارى وناميب فى جنوب أفريقيا وصحراء غرب أستراليا .

ويلاحظ أن تعبير « حار Hot » يرمز إلى نطاقات هذا الإقليم المناخى تمييزاً لها عن الصحارى الباردة Cold Deserts فى الإقليم القطبى . ويعزى الفقر النباتى فى الصحارى الحارة الجافة إلى ندرة سقوط الأمطار ، فى حين يرجع ذلك فى الصحارى الباردة إلى انخفاض درجة الحرارة عن نقطة الندى (الصفر المئوى) معظم شهور السنة .

ولا تتشكل درجة الحرارة فى هذا الإقليم المناخى الصحراوى بإحتلاف بعد مواقع أجزائه عن الدائرة الإستوائية فقط، بل أن مدى إتساع البحر وحجم السحب فى السماء ونوع التيارات الم حربية المجاورة للسواحل أثرها كذلك فى تنوع درجة الحرارة من موقع إلى آخر و يرتفع درجة الحرارة إرتفاعاً كبيراً أثناء النهار وخلال أشهر الصيف الشمالى والجنوبى (عند تعامد الشمس على مدار السرطان فى نصف الكرة الشمالى، وعند مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبى) فى حين تنخفض درجة الحرارة إنخفاضاً كبيراً أثناء الليل وخلال أشهر فصل الشتاء، ومن ثم يرتفع المدى الحرارى اليومى والسوى إرتفاعاً كبيراً فى هذا المناخ ويتصف المناخ هنا بالصفة القارية

وتمثل البيانات المناخية لكل من مدينة أليس اسبرنج Alice Springs فى الولاية الشمالية باستراليا ومدينة بغداد عاصمة العراق الخصائص العامة لهذا الإقليم المناخى . وتبعاً لوقوع أليس أسبرنج فى نصف الكرة الجنوبى فإن المنحنى الحرارى السنوى تظهر له قمة واضحة فى الصيف الجنوبى تصل أعلى ذراها فى شهر يناير (٢٩م أو ٨٤ف) ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى يصل هنا إلى ١٨م . أما فى بغداد فإن أعلى شهور السنة حرارة يتمثل فى شهر يوليو (٣٥م) (٩٥ف) وأبردها فى شهر يناير (٤٩م) (٩ف) ومن ثم يصل المدى الحرارى السنوى إلى نحو ٢٦م . (شكل ٨٨).



(شكل ٨٨ : المناخ الصحراوي الحار الجاف ممثلاً في بعض البيانات المناخية لمحتلى
 اليسر اسبرنج (٦١ جنوباً في اسنراليا) وبغداد (٦٢ شمالاً في العراق)

وتعد الأمطار ظاهرة مادرة الحدوث في هذا الإقليم المناخي، فهي قد تسقط مرة أو مرتين خلال السنة ونادراً ما تزيد كميتها عن ١٠ بوصات سنوياً، وفي بعض أجزاء هذا الإقليم تسقط الأمطار مرة واحدة كل عدة سنوات كما هو الحال بالنسبة لأجزاء واسعة من الصحراء الكبرى في أفريقيا والصحراء الغربية في مصر. أما بالنسبة لمدينة اليسر اسبرنج في استراليا فيسقط فوقها ١١ بوصة (٢٨سم) من المطر سنوياً في حين يسقط في بغداد نحو ٧ بوصات (١٨ سم) من المطر سنوياً. وكمية المطر الشهري قليلة ونادراً ما تزيد عن بوصة واحدة. ويسقط المطر خلال فصل الشتاء (الشمالى) بسبب مرور الانخفاضات الجوية والرياح العكسية الغربية وخروجها عن مسالكها المألوفة وانحرافها لأسباب ما (التوزيع المحلي

لمراكز الضغط الجوي) نحو أطراف هذا الإقليم الصحراوي الحار الجاف ، ومن ثم يتميز المطر كذلك بتغير كميته من سنة إلى أخرى تغيراً كبيراً .
 . وحيث إن هذا الإقليم المناخى يمثل مناطق الهواء الهابط Subsiding air والإرتفاع الحرارى الذاتى Adiabatic Warming وإنخفاض الرطوبة النسبية Low Relative Humidity وإرتفاع القيمة الفعلية للنتج والبحر معاً .- Poten- tial Evapotranspiration وندرة التساقط الشتوى فقد تميز الإقليم بجفافه الشديد ، وقلة الرطوبة فى التربة ، وندرة وجود الغطاءات النباتية .
 ويلخص الجدول الأتى بعض البيانات المناخية التى توضح الاختلافات المناخية الرئيسية بين هذه الأقاليم المناخية الثلاث ، والتابعة لمجموعة المناخات المدارية بحسب دراسات الأستاذ كائى جريسول فى عام ١٩٧٢ .

الخصائص المناخية	المناخ شبه المداري الرطب	مناخ اقليم الحشائش المدارية وشبه وشبه	المناخ الصحراوي الحار الجاف
المتوسط السنوي لدرجة الحرارة	٢٠°م (٧٠°ف)	٢٠°م (٧٠°ف)	٢٠°م (٧٠°ف)
المدى الحراري السنوي	١٠°م (٣٠°ف)	١٠°م (٣٠°ف)	١٠°م (٢٠°ف)
كمية المطر السنوي	معتدلة ٤٥ بوصة (١١٥سم)	قليلة ٢٥ بوصة (٦٥سم)	نادرة ٥ بوصات (١٣سم)
نصيب الفصل الممطر (من جملة المطر السنوي)	$\frac{1}{3}$ المطر (في نهاية الصيف)	$\frac{2}{3}$ المطر (صيفاً)	غير منتظم (معظمه شتاء)
نصيب الفصل الجاف (من جملة المطر السنوي)	$\frac{1}{5}$ المطر		

(ثالثاً) المناخات المعتدلة

Temperate Climates

١- مناخ البحر المتوسط Mediterranean Climate

يتمثل هذا المناخ أساساً حول حوض البحر المتوسط الذى نشأت فى أجزاء من نطاقاته الحضارات البشرية القديمة وذلك تبعاً لإعتدال ظروفه المناخية وموقعه فى وسط أو قلب قارات العالم القديم . ويعد هذا الإقليم المناخى من أبرز الأقاليم المناخية التى يمكن تمييزها عن غيرها من الأقاليم الأخرى فى العالم حتى أن الفرد العادى عرف الخصائص المميزة لهذا الإقليم منذ القدم والتى تتلخص فى أنه « حار جاف صيفاً ودفى ممطر شتاء » . ويعزى ذلك إلى تأثير أجزاء هذا الإقليم المناخى بالكتل الهوائية القارية والبحرية المدارية صيفاً والقطبية البحرية الرطبة شتاء . وعند حرك هذه الكتل الرطبة الأخيرة نحو العروض الوسطى ترتفع درجة حرارة هوائها السفلى وتتميز بعدم الاستقرار Unstable air ويؤثر هذا فى الإضطرابات الجوية وتقلب الطقس اليومى الشتوى فى إقليم مناخ البحر المتوسط . فى حين تنتقل الكتل الهوائية المدارية الحارة إلى العروض العليا ويتعرض الهواء السفلى لهذه الكتل للبرودة ومن ثم تتميز باستقرارها Very Stable .

ويقع هذا الإقليم المناخى فيما بين إقليم مناخ الصحارى الحارة الجافة فى الجنوب ، وإقليم المناخ البحرى أو القارى المعتدل فى الشمال ، ومن ثم فإن لحركة الشمس الظاهرية فيما بين المدارين وتزحزح نطاقات الضغط والرياح شمالاً وجنوباً مع هذه الحركة أثرها الكبير فى تقلب الطقس الشتوى ، وفى تزحزح أبعاد هذا الإقليم المناخى الإنتقالى شمالاً وجنوباً مع حركة الشمس الظاهرية . ويتأثر هذا الإقليم المناخى كذلك بالإنخفاضات الجوية التى تتجه من الغرب إلى الشرق مصاحبة للرياح العكسية الغربية ، وتسبب سقوط الأمطار الإعصارية الغزيرة .

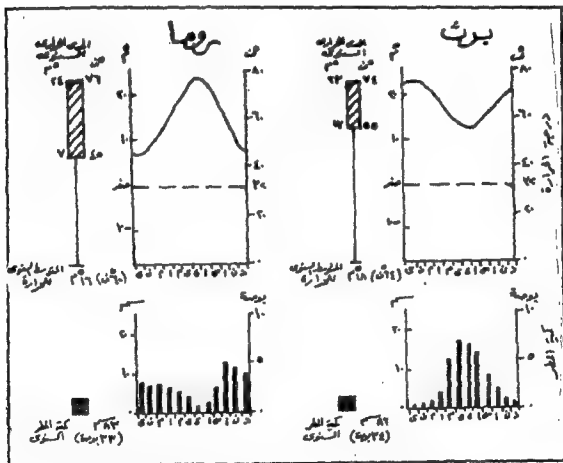
ففى فصل الشتاء الشمالى (من ديسمبر إلى نهاية فبراير) تهب الرياح العكسية الغربية والإنخفاضات الجوية المصاحبة لها ، وتسقط

الأمطار الغزيرة خاصة فى المناطق الغربية من الإقليم ، وتلك التى تتمثل فيها سلاسل جبلية عالية تمتد عمودية على إتجاه الرياح ، وتقل كمية الأمطار الساقطة فى إتجاه الشرق . أما خلال فصل الصيف الشمالى (من مايو إلى أغسطس) فتتزعج الكتل الهوائية القطبية شمالاً مع حركة الشمس الظاهرية عند تعامدها على مدار السرطان خلال هذا الفصل ويحل محلها الهواء المدارى القارى والبحرى الحار . ومن ثم يتميز فصل الصيف بارتفاع الحرارة وبالجفاف . وحتى عند هبوب الرياح التجارية الشرقية من البحر إلى اليابس (كما هو الحال بالنسبة لسواحل مصر الشمالية صيفاً) فلا تسقط هذه الرياح أمطاراً حيث أن الهواء اليابس خلال هذا الفصل يكون أعلى حرارة من الهواء الملامس للمسطحات المائية المجاورة ، ومن ثم لاتساعد هذه الظروف على حدوث التكاثف بل يتشتت بخار الماء إلى أعلى ، ويؤدى ذلك إلى إرتفاع نسبة الرطوبة فى الهواء

والى جانب النطاق الرئيسى لهذا الإقليم المناخى فى حوض البحر المتوسط فإنه يتمثل أيضاً بغرب القارات فيما بين دائرتى عرض ٣٠ - ٢٥ شمالاً وجنوباً . ومن أظهر نطاقات هذا الإقليم المناخى القسم الأوسط من السهول الساحلية الغربية لولاية كاليفورنيا بالولايات المتحدة الأمريكية فى نصف الكرة الشمالى وبالقسم الأوسط من السهول الساحلية الغربية فى شيلي ، والسهول الساحلية الجنوبية الغربية لأفريقيا ، والسهول الساحلية الجنوبية الغربية فى غرب أستراليا بنصف الكرة الجنوبي .

وتمثل البيانات المناخية لمدينة روما (بإيطاليا فى نصف الكرة الشمالى) ومدينة برث (بغرب أستراليا فى نصف الكرة الجنوبي) الخصائص العامة لهذا الإقليم المناخى . ومن دراسة هذه البيانات المناخية شكل ٨٩) ، يلاحظ أن أعلى الشهور حرارة هو شهر يوليو فى روما (٢٤م أى ٧٦ف) وشهر يناير فى برث (٢٣م أى ٧٤ف) . فى حين أن أبرد شهور السنة حرارة هو شهر يناير فى روما (٧م أى ٤٥ف) وشهر يوليو فى برث (١٢م أى ٥٥ف) ومن ثم يتراوح المدى الحرارى السنوى من ١٠ إلى ١٧م .

وتبلغ كمية المطر السنوي نحو ٩٣ سم (٣٣ بوصة) في روما ونحو ٨٦ سم (٣٤ بوصة) في برث . ويعزى ذلك إلى إتساع المسطحات المائية التي تحيط بجنوب غرب أستراليا بمقارنتها بشبه جزيرة إيطاليا . ومن ثم فإن الفصل الرطب في مناخ البحر المتوسط في نصف الكرة الشمالي يتمثل في الفترة الممتدة من أول أكتوبر حتى نهاية ديسمبر ويسقط هنا نحو ٧٠٪ من كمية المطر السنوي ، في حين يمتد في نصف الكرة الجنوبي من أول يونيو حتى نهاية سبتمبر ، ويسقط هنا أكثر من ٨٠٪ من جملة كمية المطر السنوي . وتتفق القمة الحرارية العليا (خلال نهاية يوليو في نصف الكرة الشمالي) مع الفصل الجاف ، وتسقط الأمطار خلال الفصل الشتوي البارد (شكل ٨٩) .



(شكل ٨٩) مناخ إقليم البحر المتوسط ممثلاً في بعض البيانات المناخية

لمحطتي روما (٤٢ شمالاً في إيطاليا) وبرث (٣٢ جنوباً في أستراليا) .

٢- المناخ المعتدل البحري Marine Temperate Climate

تتميز أراضي هذا الإقليم المناخى بإقترابها من المسطحات المائية المجاورة لها وتشكيلها بالمؤثرات البحرية . وكلما بعدت أراضي هذا الإقليم عن البحر المجاور تقل كمية الأمطار الساقطة ويزداد المدى الحرارى السنوى . وتتوزع كثافة الغطاءات النباتية مع كمية الأمطار الساقطة ، ومن ثم تنمو الحشائش المعتدلة (الإستبس) فى المناطق الشرقية من هذا الإقليم والبعيدة عن المؤثرات البحرية .

واهم ما يميز هذا الإقليم مناخياً هو تغير طقسه من مكان إلى آخر بل ومن ساعة إلى ساعة أخرى فى نفس المكان الواحد . ومن ثم يرى البعض أن هذا النوع من المناخ من الصعب تصنيفه « كمناخ » بل هو عبارة عن تتابع أيام متعاقبة ذات طقس متنوع ^(١)

" not to be a climate at all, but merely a succession of days with different weather "

ويرجع ذلك إلى أن نطاق هذا الإقليم يعد منطقة تلاقى كلاً من الكتل الهوائية القطبية الباردة مع الكتل الهوائية المدارية البحرية . ومن ثم تتكون الجبهات شبه القطبية Subpolar Fronts ويحدث على طولها إمتلاء الإنخفاضات الجوية ^(٢) ، Cyclonic Depressions وتسقط الأمطار هنا طول العام إلا أنها تزداد نسبياً خلال فصل الشتاء .

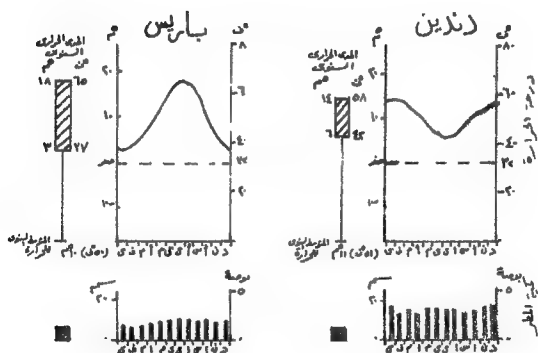
ويمثل المناخ البحرى المعتدل (مناخ غرب آسيا) فى الجزر البريطانية والنطاق الغربى من القارة الأوربية فيما بين شمال إسبانيا جنوباً حتى بولندا وجنوب السويد شمالاً . كما تظهر نطاقاته فى أمريكا الشمالية على طول السهول الساحلية الغربية لكندا . كما تتمثل أجزاء منه على طول السهول الساحلية الجنوبية الغربية لشيلى فيما بين دائرتى عرض ٤٠° - ٥٠°

(1) Gresswell, K.P., " Physical geography ", Longman (1972) p.75.

(٢) للدراسة التفصيلية راجع الفصل التاسع من هذا الكتاب .

جنوباً وعند الركن الجنوبي الشرقى من أستراليا وجزيرة تسمانيا وجزر نيوزيلندا .

وتمثل البيانات المناخية لمحطتى باريس (فى نصف الكرة الشمالى) وندنين (فى نيوزيلندا بنصف الكرة الجنوبى) الخصائص العامة لهذا الإقليم المناخى . ويتضح أن القمة الحرارية العظمى فى باريس تتمثل فى شهر يوليو حيث تصل إلى نحو ٢٧م (٢٧ف) ومن ثم فإن المدى الحرارى يصل إلى نحو ١٦م ، فى حين أن المتوسط السنوى لدرجة الحرارة يبلغ ١٠م (٥٠ف) . وتسقط الأمطار طول العام وتزداد نسبياً فى فصل الشتاء ، وتبلغ كمية المطر السنوى نحو ٥٧سم (٢٣ بوصة) والمعدل الشهرى لكمية المطر الساقط تبلغ نحو ٢ بوصة (شكل ٩٠) .



(شكل ٩٠) المناخ للمعدل البحرى ممثلاً فى بعض البيانات المناخية

لمحطتى باريس (٤٨ شمالاً فى فرنسا) وندنين (٦ جنوباً فى نيوزيلندا) .

أما بالنسبة لمدينة دتدين في جزر نيوزيلندا بنصف الكرة الجنوبي فيلاحظ أن أعلى القمة الحرارية لمحتى السنوى فيها تتمثل في شهر يناير (١٤م إلى ٨ف) . ويعد شهر يوليو هو أبرد شهور السنة حيث تبلغ متوسط درجة حرارته ٩م (٢ف) ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى يبلغ هنا نحو ٨م ، ويصل المتوسط السنوى لدرجة الحرارة إلى نحو ١١م (٥١ف) . وتسقط الأمطار طول العام كذلك بفعل الرياح العكسية الغربية والإنخفاضات المصاحبة لها ، وتبلغ كمية المطر السنوى نحو ٩٤ سم (٣٧ بوصة) .

وبمقارنة البيانات المناخية لبعض محطات الأرصاد الجوية الواقعة داخل نطاق هذا الإقليم المناخى يتبين أن المتوسط السنوى لدرجة الحرارة يتراوح من ٩ إلى ١١م (٤٨ف إلى ٥٢ف) ويزداد المدى الحرارى السنوى مع إنخفاض كمية الأمطار الساقطة أى كلما بعد المكان عن تأثير المؤثرات البحرية كما يتضح ذلك أيضاً ذلك من بيانات الجدول الآتى (١) :

المحطات المناخية	البعد عن المسطحات البحرية		المتوسط السنوي لدرجة الحرارة		المدى الحرارى السنوي		كمية المطر السنوي	
	ميل	كم	°م	°ف	°م	°ف	بوصة	سم
فالنسيا	-	-	١١	٥١	٨	١٥	٥٦	١٤٢
لندن	٢٥٠	٤٠٠	١١	٥١	١٣	٢٤	٢٥	٦٤
باريس	٢٥٠	٤٠٠	١٠	٥٠	١٦	٢٨	٢٣	٥٨
هيمبورج	٧٠٠	١١٠٠	٩	٤٨	١٨	٣٨	٢٩	٧٤
برلين	٨٥٠	١٣٥٠	٩	٤٨	٢٠	٣٦	٢٣	٥٨
فيينا	٩٠٠	١٥٤٠	٩	٤٩	٢٢	٣٩	٢٥	٦٤
بلغراد	١٣٠٠	١٩٠٠	١١	٥٢	٢٤	٤٣	٢٤	٦١
بوخارست	١٥٠٠	٢٤٠٠	١١	٥١	٢٦	٤٧	٢٣	٥٨
أوديسا	١٧٠٠	٢٧٠٠	٩	٤٩	٢٧	٤٨	١٦	٤١
استراخان	٢٥٠٠	٤٠٠٠	٩	٤٩	٣٢	٥٨	٦	١٥

٣- المناخ القارى المعتدل Continental temperate climate

يعد الاختلاف الأساسى بين كل من المناخ القارى المعتدل والمناخ البحرى المعتدل الذى سبقت الإشارة إليه من قبل هو أن المدى الحرارى السنوى هنا يعد مرتفعاً بل يصل إلى ضعف مقدار المدى الحرارى السنوى فى المناخ البحرى المعتدل . ويرجع ذلك إلى بعد نطاق هذا الإقليم المناخى عن المؤثرات البحرية من جهة وإلى قلة تأثيره بالرياح الرطبة الآتية من البحر إلى اليابس من جهة أخرى ومن ثم يتمثل هذا الإقليم المناخى فى منطقتين أساسيتين هما :

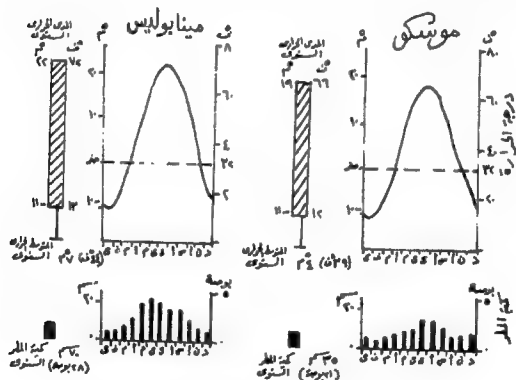
أ- المناطق الداخلية من القارات كما هو الحال فى شرق أوروبا ، وإستداد هذا النطاق شرقاً فى أراضى الإتحاد السوفيتى الآسيوية .

ب- المناطق الشرقية من القارات خاصة فى شمال شرق الولايات المتحدة الأمريكية وكندا ، فيما بين دائرتى عرض ٤٠° - ٥٠° شمالاً ، وإلى الشرق من خط طول ٩٥° غرباً . كما يتمثل هذا الإقليم المناخى فى منشوريا وشبه جزيرة كوريا .

ويقع هذا الإقليم المناخى تحت تأثير الكتل الهوائية القطبية القارية الشتوية ، والكتل الهوائية المدارية البحرية الصيفية ، ولكن يقل فيه حدوث الإنخفاضات الجوية بالنسبة لحدوثها فى الإقليم البحرى المعتدل . ونتيجة لتعرض أجزاء هذا الإقليم للكتل الهوائية الباردة لفترة طويلة خلال السنة ، فيقل حدوث الإنخفاضات الجوية تبعاً لإستقرار الهواء ولندرة تقابل الكتل الهوائية المختلفة الخصائص الطبيعية ، فى حين تكثر فيه حدوث النوات الطقسية الباردة Cold spells of weather التى تأتى مع قدوم الكتل الهوائية القطبية الباردة . ومن ثم تتكون فوق هذه المناطق مراكز من الضغط المرتفعة أو ما يعرف باسم طقس أضداد الأعاصير Anticyclonic weather .

وتمثل البيانات المناخية لكل من مينا بوليس بولاية منسوتا -Minnea polis- Minnesota, U.S.A ، وموسكو Moscow عاصمة الإتحاد السوفيتى الخصائص العامة لهذا الإقليم المناخى . ومن دراسة المنحنى احرارى لمدينة

مينابوليس يتضح أن له قمة حرارية عليا تصل ذروتها في شهر يوليو حيث تبلغ درجة الحرارة هذا الشهر نحو ٢٢م (٧٢ف) . في حين يعد شهر يناير أبرد شهور السنة ، وتصل درجة حرارته إلى نحو -١١م (١٢ف) . ومن ثم فإن المدى الحرارى كبير حيث يصل إلى ٥٩ف وإن المتوسط السنوى لدرجة الحرارة ٥٧م (٢٤ف) . ويلاحظ أن درجة الحرارة تقل عن الصفر المئوى (٣٢ف) خلال خمسة أشهر من بينها أشهر الشتاء (من بداية نوفمبر حتى نهاية مارس) وتغزر كمية الأمطار الساقطة مع الحصل الصيفى المرتفع الحرارة حيث تسجل أغزر الشهور مطراً خلال الفترة من مايو إلى نهاية أغسطس حيث يسقط هنا نحو ٥٠٪ من جملة كمية المطر السنوى التى تبلغ ٢٨ بوصة (٧٠ سم) ويصل معدل المطر الشهرى خلال هذه الفترة الغزيرة المطر نحو ٤ بوصات ، فى حين معدل المطر الشهرى خلال بقية أشهر السنة نحو ١,٥ بوصة (شكل ٩١) .



(شكل ٩١) المناخ القارى المعتدل فى بعض البيانات المناخية

لمحطتى مينابوليس فى ميسسوتا (٥٥ شمالاً فى الولايات المتحدة الأمريكية)

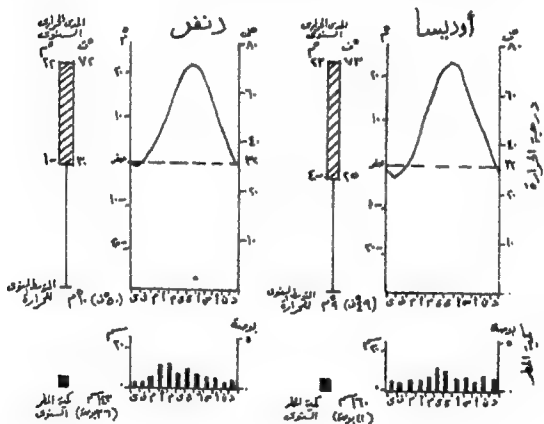
وموسكو (٥٦ شمالاً فى الإتحاد السوفيتى) .

ومن دراسة المنحنى الحرارى لمدينة موسكو يتضح أن له قمة حرارية عليا تصل ذروتها كذلك فى شهر يوليو حيث تبلغ درجة حرارة هذا الشهر نحو ١٩م (٢٦ف) فى حين يعد شهر يناير كذلك هو أبرد شهور السنة ، وتصل درجة حرارته إلى نحو -١١م (١٣ف) ، ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى كبير حيث يصل إلى ٥٤ف ، وإن المتوسط السنوى لدرجة الحرارة يصل إلى ٤م (٢٩ف) ، ويلاحظ أن درجة الحرارة تنخفض عن الصفر المئوى لمدة ٦ أشهر فى السنة ، تمتد من أول أكتوبر حتى نهاية مارس . وتسقط الأمطار طول العام ولكنها تزداد نسبياً خلال الفترة من يونيو إلى سبتمبر . وتبلغ كمية المطر السنوى نحو ٥٢سم (٢١ بوصة) ويبلغ المعدل الشهرى لكمية المطر نحو ٤,٥سم

٤- مناخ إقليم الحشائش المعتدلة Temperate grassland climate

يعد هذا الإقليم المناخى أجف أنواع مجموعة المناخات المعتدلة تبعاً لتطرف موقعه بعيداً عن المؤثرات البحرية ، ووصول الرياح إليه شبه جافة ، ومن ثم تساهم الأمطار القليلة الساقطة فى نمو حشائش قصيرة لينة تعرف باسم الإستبس . ومن هنا إكتسب هذا الإقليم المناخى تسميته من خصائص النباتات الطبيعية المثلة فيه . وتتمثل أبعاد هذا الإقليم فى أواسط أمريكا الشمالية فيما بين مرتفعات الروكى فى الغرب وإقليم المناخ القارى المعتدل فى الإتحاد السوفيتى حيث يمتد هذا النطاق الكبير من البحر الأسود فى الغرب حتى أواسط آسيا . أما فى نصف الكرة الجنوبى فتظهر نطاقات هذا الإقليم فى جنوب الأرجنتين وجنوب شرق أستراليا . وتمثل البيانات المناخية لكل من مدينة دنفر Denver بولاية كلورادو بالولايات المتحدة الأمريكية ومدينة أوديسا Odessa بالإتحاد السوفيتى (عند دائرة عرض ٤٧ شمالاً) الخصائص العامة لهذا الإقليم المناخى . وتتشابه القيم البيانية المناخية لهاتين المدينتين فيما عدا أن درجة حرارة الشتاء فى أوديسا أبرد منها فى دنفر حيث تقل عن الصفر المئوى خلال أشهر ديسمبر حتى نهاية فبراير . ويلاحظ أن المنحنى الحرارى السنوى لمدينة دنفر له قمة حرارية

صيفية كبرى تصل ذروتها خلال شهر يوليو حيث تبلغ درجة حرارة هذا الشهر نحو ٢٢م (٧٢ف) ، ويعد شهر يناير هو أبرد شهور السنة حيث تصل درجة حرارته إلى -١م (٣٠ف) ، ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى يصل إلى نحو ٢٢ف ، والمتوسط السنوى للحرارة نحو ١٠م (٥٠ف) ويبلغ في أوديسا نحو ٩ف . ويسقط المطر طول العام إلا أنه يسقط بكميات قليلة حيث تبلغ كمية المطر السنوى فوق دنفر نحو ١٤٣سم (٢٦بوصة) . وتعد أشهر الصيف أغزر شهور السنة مطراً ، وقد تسقط هنا بعض الأمطار الانقلابية خلال هذه الفترة من السنة (شكل ٩٢) . ويلخص الجدول الآتى بعض البيانات المناخية التى توضح الاختلافات المناخية الرئيسية بين الأقاليم المناخية الثانوية لمجموعة المناخات المعتدلة (١) .



(شكل ٩٢) مناخ إقليم الحشائش المعتدلة ممثلاً فى بعض البيانات المناخية لمحطتى دنفر (٤٧ شمالاً فى ولاية كلورادو) وأوديسا (٤٧ شمالاً فى الاتحاد السوفيتى) .

(1) Gresswell, K.R., " Physical geography ", Longman (1972) p.87.

الخصائص المناخية	مناخ البحر المتوسط	المناخ البحري المعتدل	المناخ القاري المعتدل	مناخ الحائض المعتدل
المتوسط السنوي لدرجة الحرارة المدى الحراري السنوي	١٥°م (٦٠°ف) ١٠°م (٥٠°ف)	١٠°م (٥٠°ف) ١٠°م (٥٠°ف)	٧°م (٤٥°ف) ٢٥°م (٥٠°ف)	٧°م (٤٥°ف) ٢٥°م (٥٠°ف)
كمية المطر السنوي نصيب النعل المطر (من المطر السنوي) نصيب الفصل الجاف (من المطر السنوي)	قليلة ٢٠ بوصة (٥٠ سم) ١/٢ كمية المطر السنوي (شتاء) ١/٣٠ من المطر (نهاية الصيف)	معتدلة ٣٠ بوصة (٧٥ سم) ١/٢ كمية المطر (نهاية الصيف) ١/٤ المطر السوي (متنوع)	معتدلة ٣٥ بوصة (٦٠ سم) ٢/٥ المطر السنوي (نهاية الصيف) ١/٨ المطر السنوي (شتاء)	قليلة ٢٠ بوصة (٥٠ سم) ١/٢ المطر السنوي (بداية الصيف) ١/٩ المطر السنوي (شتاء)

(رابعاً) المناخات القطبية

١- المناخ البارد (أو شبه القطبي) .

نتيجة لزيادة إتساع القسم الشمالي من أمريكا الشمالية والقسم الشمالي من قارة أوراسيا ، تقع مناطق واسعة من العروض العليا من سطح الأرض بعيدة عن المؤثرات البحرية ، وتتميز بشدة برودتها خاصة خلال فصل الشتاء وتتغطى مناطق واسعة من هذا النطاق بالثلج وكثيراً ما تكون الأرض نفسها شبه متجمدة Frozen grounds خلال فصل الشتاء (الشمالي) . ويتمثل فوق هذه المناطق مراكز نشوء الكتل الهوائية القطبية التي تتميز بجفاف هوائها وبرودته وبإستقراره ، ويتعرض هذا الإقليم للرياح الخفيفة Light Winds والتساقط القليل وتتغطى السماء بكميات محدودة من السحب .

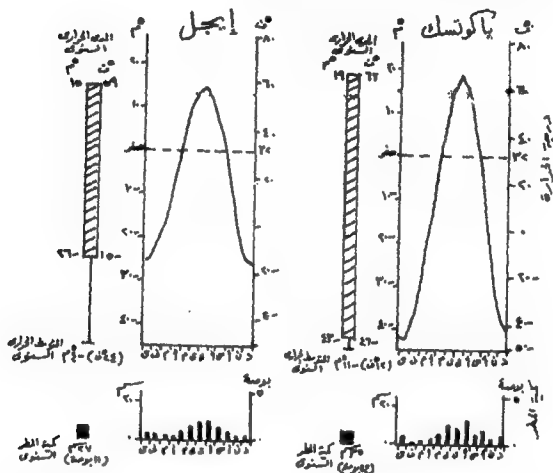
ويمتد إقليم المناخ البارد على شكل نطاق متكامل الأجزاء من النصف

الجنوبى لشبه جزيرة الاسكا غرباً حتى الاراضى الكندية وجنوب خليج هدسن ومضبة ليرادو شرقاً . ويلاحظ ان شبه جزيرة نوفا سكوتشيا تدخل ضمن هذا النطاق المناخى البارد على الرغم من إعتدال مناخها نسبياً نظراً لتشكيله بالمؤثرات البحرية المجاورة . أما نطاق هذا المناخ فى قارة أوربا فيشغل معظم القسم الشمالى من فنلندة ، ويمتد نطاقه من جنوب البحر الأبيض الروسى White sea ويمتد شرقاً من بين دائرتى عرض ٥٠ - ٦٠ شمالاً ، ويمر عبر إقليم أومسك ويستمر النطاق شرقاً حتى الحدود المنغولية وشبه جزيرة كمتشكا فى شمال شرق آسيا .

وتمثل البيانات المناخية لمدينة إيجل Eagle (على الحدود بين شبه جزيرة الاسكا وكندا) ومدينة ياكوتسك Yakutsk فى شرق القسم الأوسط من سيبيريا الخصائص المناخية العامة لهذا الإقليم . فيبلغ المتوسط الحرارى السنوى لمدينة «إيجل» -٤م (٢٤ف) وللمنحنى الحرارى السنوى لهذه المدينة قمة حرارية تبلغ ذراها شهر يوليو حيث تصل درجة حرارته إلى نحو ١٥م (٥٩ف) . ويعد شهر يناير أبرد شهور السنة حيث تبلغ درجة حرارته -٢٦م . ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى هنا يصل إلى نحو ٤١م . ويعد نصف السنة الشتوى (من أول أكتوبر حتى نهاية مارس) بارداً حيث تنخفض الحرارة فيه عن درجة التجمد . والأمطار هنا قليلة جداً إلا أنها تسقط طول العام حيث تبلغ كمية المطر السنوى ٢٧ سم (١١ بوصة) ويسقط معظمها خلال بعض أشهر الصيف (يونيو ويوليو وأغسطس) حيث يبلغ نصيب هذه الفترة أكثر من ٤٠٪ من جملة كمية المطر السنوى .

أما بالنسبة لمدينة ياكوتسك فيعد المناخ هنا أكثر قارياً نسبياً حيث لا ترتفع درجة الحرارة فوق الصفر المئوى إلا فى خمسة شهور فقط من أشهر الصيف (خلال الفترة من أبريل إلى أغسطس) . ويبلغ المتوسط الحرارى السنوى لهذه المدينة نحو -١١م (١٢ف) . ومن دراسة المنحنى الحرارى لمدينة ياكوتسك (شكل ٩٢) يتضح أيضاً وجود قمة حرارية عظمية تسجل أعاليها خلال شهر يوليو حيث تصل إلى ١٩م (٦٦ف) . فى حين يعد شهر

يناير أبرد شهور السنة وتبلغ درجة حرارته - ٤٣ م. ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى هنا يصل إلى نحو ٦٢ م (١٢٢ ف). ويتشابه نظام سقوط المطر فوق ياكوتسك كمثّل نظامه فوق مدينة «إيجل» ولكن تبلغ كمية المطر السنوى هنا إلى نحو ٣٤ سم (١٤ بوصة) ويسقط معظمها صيفاً ، ويلاحظ أن معظم التساقط هنا يظهر على شكل ثلج .



(شكل ٩٢) المناخ شبه القطبى ممثلأ فى بعض البيانات المناخية لمحطتى إيجل

(٩٥ شمالاً فى السكا) وياكوتسك (٩٢ شمالاً فى الإتحاد السوفيتى).

٢- المناخ القطبى :

يضم هذا المناخ أقصى الأجزاء الشمالية من كندا ومن الإتحاد السوفيتى وجزيرة جرينلاند التى تقع فيما وراء دائرة العرض القطبية ٦٦,٥ شمالاً ، ولا تقتصر البرودة الشديدة وانخفاض درجة الحرارة هنا على فصل الشتاء

فقط ، بل تنخفض درجة الحرارة عن الصفر المئوى خلال فصل الصيف أيضاً . وعند هذه العروض العليا تتأثر أجزاء هذا الإقليم بالمؤثرات المحيطية القطبية المجاورة ، وبالكثل الهوائية القطبية الباردة . وحيث يقع نطاق هذا الإقليم داخل دائرة العرض القطبية فإن طول النهار خلال فصل الصيف الشمالى يبلغ هنا ٢٤ ساعة يومياً ، فى حين يبلغ طول الليل خلال فصل الشتاء ٢٤ ساعة يومياً كذلك . وتسقط أشعة الشمس مائة فوق سطح هذه الأقاليم بحيث تكون زاوية سقوطها نحو ٥٠° خلال فصل الصيف ونحو ٩٨° خلال فصل الشتاء . ومن ثم فإن شدة الأشعة الشمسية (بالنسبة للأشعة العمودية عند خط الإستواء وتساوى ١) تكون نحو ٠,٦ خلال فصل الصيف و٠,٥ فى فصل الشتاء .

ومن ثم يتبين أن مدينة سبيتزبرجن Spitz bergen فى النرويج تتعرض للهواء البارد ابتداء من شهر يوليو (تبلغ عنده درجة الحرارة نحو ٦°م أى ٢٢°ف) . أما بالنسبة لفصل الشتاء فلا تظهر فيه إطلاقاً أشعة الشمس . ونتيجة لسقوط أشعة الشمس بصورة مستمرة لمدة ٢٤ ساعة يومياً خلال فترة الصيف فقد أدى ذلك إلى إرتفاع درجة الحرارة (٦°) على الرغم من أن قوة هذه الأشعة الشمسية الساقطة تعد ضعيفة . ومن ثم يصل المدى الحرارى السنوى هنا إلى نحو ٢٤°م . أما بالنسبة للتساقط فهو هنا يتمثل على شكل ثلج بصورة كلية ، وتصل كميته إلى ما يتناسب مع ١٢ بوصة (٣٠سم) من المطر سنوياً . ويحدث معظم التساقط خلال فصل الشتاء .

٣- مناخ أقاليم الغطاءات والثلجيات :

إلى جانب أن هذا الإقليم المناخى هو الآخر يعد شديد البرودة طول العام ، وأن درجة حرارة الهواء هى دائماً أقل من الصفر المئوى ، فإن المعلومات المناخية الخاصة بالتفاصيل الدقيقة لهذا المناخ تعد محدودة تبعاً لنقص عدد محطات الأرصاد الجوية فى هذا الإقليم ، وإن وجدت فمعظمها حديث العمر ، حيث لا يرجع عمر قراءات بياناتها الطقسية إلى أكثر من عشرات من السنين فقط .

ويتمثل هذا الإقليم المناخى بالقسم الأوسط من جزيرة جرينلاند حيث تتغطى الأرض بالقلنسوات الثلجية طول أيام السنة . وعلى ذلك فإن أسطح هذا الإقليم المناخى متجمدة دائماً Permafrost . ويعزى ذلك إلى تجمد المياه الجوفية فى التربة والمياه المتجمدة داخل الشقوق الصخرية ، حتى أن هذه المياه لا تتعرض للإنصهار أو الذوبان خلال فصل الصيف تبعاً لشدة برودته هو الآخر . وحتى إذا حدث وإنسابت بعض المياه السطحية فى هذا الإقليم فإنها تجرى فوق أرض متجمدة .

وقد تتعرض بعض أجزاء ساحلية من هذا الإقليم المناخى لتيارات بحرية دافئة تساعد الهواء الساخن الملامس لها على إنصهار المياه المتجمدة فى التربة ، ولكن يتم هذا الإنصهار فى التربة السطحية بسبك لا يزيد عن ياردة واحدة فقط من سطح الأرض ، ومع ذلك تظل التربة تحت السفلية فى حالة التجمد . وقد ساعد تجمد التربة السفلية على إستغلال طبقات فحم سهتزبرجن الجيد ، تبعاً لجفافه وعدم إختلاطه بمياه جوفية .

ومن الصعب تحديد سمك التربة والأراضى المتجمدة فى هذا الإقليم ، إلا أن العلماء قد أكدوا بأن هذا السمك لا يقل عن ١٠٠٠ قدم (٣٠٠ متر) من سطح الأرض . بالنسبة لكل أجزاء هذا الإقليم المناخى القطبى ويخلص الجدول الآتى بعض البيانات المناخية التى توضح الخصائص المناخية العامة للإقليمين المناخيين شبه القطبى والقطبى (١) .

(١) المرجع السابق ص ٩٢ .

المحاصيل المناخية	الإقليم شبه القطبي	الإقليم القطبي
المتوسط السنوي لدرجة الحرارة المدى الحراري السنوي	٢٠١ - ٢٠٣٥ (ف) ٢٠٣٥ - ٢٠٦٠ (ف)	٢٠٧ - ٢٠٢٥ (ف) ٢٠٢٥ - ٢٠٤٥ (ف)
كمية المطر السنوي نصيب الفصل المطر	قليلة ١٠ بوصات (٢٥ سم) $\frac{1}{4}$ كمية المطر (صيفاً)	قليلة ١٠ بوصات (٢٥ سم) $\frac{2}{5}$ كمية المطر (شتاء)
نصيب الفصل الجاف	$\frac{1}{8}$ كمية المطر (بداية الصيف)	$\frac{1}{4}$ كمية المطر (صيفاً)

التغيرات المناخية

لا يقتصر تنوع المناخ على اختلافه من مكان إلى آخر على سطح الأرض خلال الوقت الحاضر ، بل أكد العلماء تنوع المناخ من فترة زمنية إلى أخرى خلال التاريخ الجيولوجي الطويل لقشرة الأرض . وعرف العلماء حدوث الذبذبات المناخية المتعاقبة واحدة بعد الأخرى من دراستهم لبقايا الحفريات النباتية والحيوانية ومعرفة الظروف البيئية التي كانت تعيش فيها . هذا إلى جانب ما ينتج عن هذه التغيرات المناخية من تشكيل مباشرة للتجوية ولعوامل التعرية المختلفة التي تترك بدورها طابعها وبقايا تأثيراتها في الأماكن التي كانت تعمل فيها ^(١) .

وقد أكدت الدراسات الجيولوجية تعرض سطح الأرض لمناخ شديد البرودة جداً نتج عنه تكوين غطاءات جليدية كبرى .

(١) - د. حسن أبو العيثن (كوكب الأرض؛ الطبعة الحادية عشرة - الإسكندرية (١٩٩٦)
ب- د. حسن أبو العيثن (أصول الجيومورفولوجيا؛ الطبعة الحادية عشرة - الإسكندرية (١٩٩٦)
راجع هنا الفصل الثاني والعشرون (العصر الجليدي البلايستوسيني) .

وقد حدثت هذه « العصور الجليدية » خلال فترات مختلفة من التاريخ الجيولوجى الطويل ومن أقدمها فترة جليد ما قبل الكامبرى Pre-Cambrian Glaciation والتي حدثت منذ أكثر من ٨٠٠ مليون سنة مضت . وقد إكتشفت بقايا حفریات هذا العصر الجليدى القديم فى العروض الدنيا الحالية ، كما عثر الباحثون على بقاياها المعروفة باسم حفریات Tillites فى بعض اجزاء من غرب أستراليا ، كما إكتشف الجيولوجيون تعرض سطح الأرض لمناخ جليدى شديد القسوة خلال العصر الكربونى الأدنى-Late Carboniferous Glaciation تركّز هو الآخر فى العروض الوسطى والعليا من سطح الكرة الأرضية . وقد إكتشف الجيولوجيون «رواسب الديكا» الجليدية الكربونية Dywka Boulder-Bed فى جنوب قارة أفريقيا وشرق البرازيل وقد استفاد العالم فجنر Wegner من هذه الحقيقة وأثبت أن شرق البرازيل وجنوب أفريقيا وهضبة الدكن وغرب أستراليا كانت عبارة عن جزء من قارة جندوانا القديمة قبل أن يتعرض للتحزح فوق طبقة السیما التى كانت شديدة اللزوجة عند نهاية العصر الكربونى .

وهناك أدلة أخرى تثبت بدورها أن سطح الأرض تعرض مرة أخرى لفترة جليدية كبرى عند منتصف عصر البلايوستوسين وهو ما يعرف باسم العصر الجليدى البلايوستوسينى وقد إهتم الإنسان بدراسة هذه الفترة الأخيرة دراسة تفصيلية جادة حيث إنها الفترة التى ظهر فيها الإنسان ، واثرت مظاهرها الطبيعية وظروفها المناخية فى هجرته من مكان إلى آخر على سطح الأرض . وقد نتج عن الظروف المناخية البلايوستوسينية تكوين «لغابر الأرضية وإرتباط القارات بعضها ببعض الآخر ، وتشكيل مورفولوجية السواحل ، والتغيرات التى حدثت فى مستوى سطح البحر ، وتراكم الجليد فوق سطح الأرض وإنصهاره ، وتعميق المجارى النهرية لأوديتها وتشكيل التصريف النهري العام لسطح الأرض .

وقد اختلفت الآراء فى أسباب حدوث هذه التغيرات المناخية الكبرى على سطح الأرض . وتتلخص هذه الآراء فيما يلى :

أ- تغيير المدار الأهليلجي الذى تدور فيه الأرض أو إختلاف درجة ميل محور الأرض إختلافاً طارئاً ولأى أسباب ما .

ب- تغيير مركز القطبين بالنسبة لأجزاء قارات سطح الأرض .

ج- تغيير التركيب الكيميائى لعناصر الجو .

د- تغيير شدة الأشعة الشمسية تبعاً للتفاعلات النووية التى تحدث فى باطن الشمس ، وما يبعها من ظهور البقع والإنفجارات الشمسية .

هـ- إختلاف المظهر التضاريسى العام لسطح الأرض من فترة إلى أخرى . حيث تظهر مناطق جبلية هائلة الإرتفاع (مثل سلاسل جبال الألب) فى مناطق كانت من قبل عبارة عن أحواض بحرية ، وينتج عن ذلك تغيير فى المناخ على سطح الأرض .

وحتى الوقت الحاضر لا يدرك العلماء تماماً الأسباب التى أدت إلى حدوث « العصر الجليدى » على سطح الأرض ذلك لأن الغطاء الجليدى الكبرى فى المناطق القطبية والباردة يمكن لها أن تتكون نتيجة لأى من :

أ- البرودة الشديدة لهواء المناطق القطبية والتى تؤدى إلى حدوث التساقط على شكل ثلج ، وتجمده وتماسكه عند وصوله إلى سطح الأرض وتكوينه للغطاءات الجليدية التى تتراكم فوق سطح الأرض .

ب- الحرارة الشديدة لهواء المناطق المدارية والتى تؤدى هى الأخرى إلى شدة التبخر ، وارتفاع بخار الماء فى للهواء ، وحدوث التكاثف بكثرة على شكل ثلج فى المناطق الباردة وتكوين الغطاءات الثلجية فى المناطق القطبية وإنسيابها على شكل ثلاجات صوب المناطق الباردة (1) .

ومن دراسة قطاعات النباتات الحفرية والتربة وبقياء بعض الكائنات العضوية بعد حساب نظائر الأوكسجين Oxygen Isotopes فيها تبين بأن درجة حرارة الهواء فوق القارة الأوربية خلال العصر الكريتاسى الأعلى (منذ

(1) Gresswell, K.P., " Physical geography ", Longman (1972) p.93.

حوالى ٥٠ مليون سنة مضت) وخلال عصر الأيوسين (منذ نحو ٢٠ مليون سنة مضت) ، كانت أعلى من درجة حرارة الهواء الحالى لسطح الأرض بما يتراوح من ١٢ - ١٥ م . ثم بدأت درجة حرارة الهواء تنخفض تدريجياً ابتداء من عصر الأوليجوسين Oligocene (٢٦ مليون سنة مضت) . وخلال عصر الهلايوسين Pliocene كانت درجة حرارة الهواء فوق قارة أوروبا أعلى بنحو ٥م عن درجة حرارة الهواء الحالى . ومنذ ذلك العصر الجيولوجى بدأت درجة الحرارة فى الإنخفاض التدريجى إلى أن بلغت مقدارها الحالى الذى تتمثل به اليوم .

ولكن تبعاً للتغيرات المناخية فجائية إنخفضت درجة الحرارة إنخفاضاً فجائياً خلال كل فترة جليدية من فترات عصر الهلايوستوسين الجليدية بنحو ١م عن درجة حرارة الهواء الحالى فوق القارة الأوربية . وتراجعت الغطاءات الجليدية الأخيرة Last glaciation من فوق أراضى الجزر البريطانية منذ نحو ١٢ ألف سنة مضت ، ويقتصر وجود الجليد اليوم على مناطق الحلبات Cirques الجبلية العالية وتظهر كثير من هذه الحلبات على شكل بحيرات جليدية جبلية . وذلك بعد إنصهار الجليد الذى كان متجمعاً فيها . وفيما بعد العصر الجليدى Post Glacial -time إرتفعت درجة حرارة الهواء ، وزادت نسبة إنصهار الجليد وأدى ذلك إلى الإرتفاع التدريجى فى مستوى سطح البحر منذ عام ٦٠٠٠ ق.م.

ومن دراسة مواقع الآثار التاريخية الرومانية يتبين أن مناخ سطح الأرض كان أكثر دفئاً خلال العصر الرومانى من الهواء الحالى لسطح الأرض ، وإستمرت حرارة الهواء بهذه الصورة حتى القرن الخامس عشر الميلادى . ومنذ هذا القرن الأخير تعرض سطح الأرض لذهبات مناخية متعاقبة كان بعضها دفيئاً والآخر بارداً وأثرت هذه الظروف المناخية فى إزدهار بعض المراكز العمرانية وإضمحلال بعضها الآخر . كما يرجع العلماء بأن هوامش الصحارى الحارة الجافة الحالية كانت أكثر مطراً خلال العصر الرومانى وحتى قبيل ظهور الإسلام عما هى عليه اليوم .

ويؤكد العلماء بأن المناخ لا يزال يتغير حتى في أيامنا الحالية . فقد تبين من دراسة الهياكل المناخية القديمة بأن درجة حرارة الهواء فوق قارة أوروبا في عام ١٨٨٠ كانت أعلى نسبياً من درجة حرارة هواء هذه القارة في عام ١٩٤٠ . وكان معدل الزيادة السنوية في درجة حرارة الهواء نحو ١/٤ درجة مئوية في العام . وعلى ذلك إرتفعت درجة الحرارة في عام ١٩٤٠ بنحو ١٥°م تقريباً عما كانت عليه في عام ١٨٨٠ ولكن بدأت درجة الحرارة في الثبات النسبي منذ عام ١٩٤٠ إنكمش حجم الثلجات الجبلية Glaciers ، وظهرت بقايا بعض الركمامات النهائية الحديثة فيما وراء رواسب الركمامات النهائية لجليد الفيرم . كما تبين أن حجم الغطاءات الثلجية في سويسرا الآن تعد في ربع حجمها الذي كانت عليه عند عام ١٨٨٠م .

كما أكدت الأدلة الجيولوجية والأحيانوغرافية كذلك بأن هناك إرتفاع تدريجي مستمر في منسوب سطح البحر الحالي تبعاً لتعرض الثلجات والغطاءات الجليدية للإنصهار التدريجي ويقدر هذا الإرتفاع بمعدل ٣سم في العام (١) .

وسجلت الدراسات المتيورولوجية الحديثة حدوث إرتفاع عام في درجة حرارة هواء العالم نتيجة للتغيرات الكيميائية الطارئة التي أصابت الغلاف الجوي للأرض تحت تأثير عمليات تلوثه بغازات ثاني أكسيد الكربون وأول أكسيد الكبريت . وقد نجم عن زيادة إرتفاع درجة الحرارة عالمياً عن معدلاتها المألوفة إنصهار مساحات واسعة من الكتل الجليدية القطبية ومن ثم إرتفاع المنسوب العام لسطح البحر وزيادة عمليات تآكل الشواطئ ، وإنتشار حدوث الجفاف في المناطق الحدية من الأقاليم المناخية المدارية .

(١) - د. حسن أبو العينين جغرافية البحار والمحيطات الطبعة الأولى (١٩٦٧) والطبعة التاسعة : الإسكندرية مؤسسة الثقافة الجامعية (١٩٩٦) .

ب- د. حسن أبو العينين «أسول الجيومورفولوجيا» الطبعة الأولى (١٩٦٥) والطبعة الجانية عشرة الإسكندرية مؤسسة الثقافة الجامعية (١٩٩٦) .

ج- د. حسن أبو العينين «البنان دراسة في الجغرافيا الطبيعية» بيروت (١٩٨٠) .

الفصل الرابع عشر

الأقاليم المناخية فى قارة أوروبا

وفى قارة أستراليا

دراسة تطبيقية

بعد أن تناول الفصل السابق دراسة الخصائص العامة للأقاليم المناخية وتوزيعها الجغرافى على سطح الأرض ، يعرض هذا الفصل من الكتاب لدراسة تطبيقية تخص التوزيع الجغرافى للأقاليم المناخية فى قارة أوروبا كنموذج للقارات التى تقع فى نصف الكرة الشمالى والأقاليم المناخية فى قارة أستراليا كنموذج للقارات التى تقع فى نصف الكرة الجنوبى ويرى المؤلف عدم جدوى دراسة الأقاليم المناخية فى جميع قارات العالم كل على حدة ، تجنباً للتكرار .

أولاً ، : مناخ قارة أوروبا وأقاليمها المناخية

تقع قارة أوروبا بين دائرتى عرض ٢٥ - ٧١ شمال الدائرة الإستوائية وعلى ذلك تتميز معظم أراضي القارة بالمناخ المعتدل وتبعاً لتداخل البحار الضحلة فى هذه القارة أدى ذلك إلى إنخفاض المدى الحرارى اليومى والسنوى فيها بالنسبة لغيرها من القارات الكبيرة المساحة وتتميز أوروبا كذلك بكثرة أمطارها إذا ما قورنت بغيرها من أراضي القارات الأخرى التى تقع عند نفس العروض المشابهة . ويرجع ذلك إلى ما يلى :

(أ) وقوع قارة أوروبا فى الجانب الغربى لقارة آسيا الكبرى ومن ثم تتعرض للرياح العكسية الغربية الرطبة الآتية من المحيط الأطلسى الشمالى . وتسقط هذه الرياح أمطاراً غزيرة فوق القارة الأوروبية وحتى فى المناطق الداخلية منها نظراً لعدم وجود حواجز جبلية موازية لساحلها الغربى تتعرض للرياح الغربية الممطرة كما هو الحال مثلاً بالنسبة لمرتفعات الروكى فى أمريكا الشمالية .

(ب) تأثير الرياح الرطبة المحملة فى أراضي القارة ولسافات بعيدة من

الساحل الغربى وذلك بمساعدة البحار المضحلة المتداخلة فى القارة (مثل بحر إيجة والبحر الأسود وبحر الأدرياتيك والبحر التيرانى وخليج بسكاي وبحر البلطيق وبحر الشمال) . ويمكن أن نلخص العوامل التى تؤثر فى مناخ قارة أوروبا فيما يلى :-

١- الموقع :

تمتد قارة أوروبا فيما بين دائرتى عرض ٢٥ - ٧١ شمالاً . وفيما بين خطى طول ١٠ غرباً إلى ٦ شرقاً تقريباً وعلى ذلك فإن معظم نطاق القارة يتعرض للمناخ المعتدل البارد كما سبقت الإشارة من قبل . وحسب عن هذا الموقع أن تعرض القسم الأكبر من أراضي القارة الأوروبية لتدريام العكسية العربية فى حين تهد الرياح الباردة القطبية على القسم الشرقى منها وخاصة خلال فصل الشتاء.

٢ . شكل القارة

تعد قارة أوروبا امتداداً طبيعياً لهارة آسيا . وهى أيضاً قارة صغيرة المساحة بالنسبة لقارة آسيا . كما أنها تقع فى الحاد العربى من العروض الوسطى والعلوى مواجهه لرياح العكسية العربية الرطبة من جهة وينداحل فيها كثير من البحار والحدائق البحرية من جهة اخرى . وأدت هذه الظروف إلى تشكيل معظم أراضي قارة أوروبا بالمناخ البحرى . وحسب الحاد الشرقى من القارة لا يتميز بالقارية المنخفضة التى يتميز بها أواسط آسيا بل أن البعض يعتبر قارة أوروبا شبه جزيرة كبرى يحيط بها البحر المتوسط من الجنوب والمحيط الأطلسى من الغرب والمحيط الشمالى القطبى من الشمال ومن ثم لا تبعد أى منطقة من قارة أوروبا عن المسطحات البحرية لها بأكثر من ٥٠٠ ميلاً

٣- إمتداد السلاسل الجبلية :

نتيجة لإمتداد المرتفعات الألبية فى أوروبا عاماً من الغرب إلى الشرق فإنها لم تحجز المؤثرات المناخية الآتية من المحيط الأطلسى وهكذا تدخل

الرياح العكسية الغربية إلى شرق القارة فى سهولة ولساحات طويلة وخاصة عندما يتركز على شرق القارة منطقة من الضغط الجوى المنخفض أما جنوب القارة فيتشكل بدوره للمؤثرات المناخية الآتية من البحر المتوسط.

٤- الكتل الهوائية :

تتأثر القارة بالكتل الهوائية المختلفة التى تتمركز فوق أجزاء منها أو تلك التى تنساب إليها من المناطق المجاورة وتشكل هذه الكتل الهوائية الظروف المناخية السائدة فوق أجزاء القارة خلال فصول السنة المختلفة . ومن بين أهم تلك الكتل الهوائية التى تشكل مناخ القارة بصورة مباشرة الكتل الهوائية القطبية القارية الباردة التى تنساب من شمال آسيا خلال فصل الشتاء والكتل القطبية القارية الباردة التى تنساب من شمال المحيط الأطلسى ونهب على شمال أوروبا ويجمع عن ذلك إنخفاض درجة حرارة الأجزاء الشمالية والوسطى من القارة ومما ساعد على إرتفاع كمية الأمطار السنوية فوق القارة الأوربية تأثر هذه القارة كذلك بالكتل الهوائية الرطبة الدافئة الآتية من المحيط الأطلسى من جهة بحو مراكز الضغط المنخفض فى شرق القارة ويلاحظ بأن الكتل الهوائية القطبية الباردة قد تنساب جنوباً وتشكل الظروف المناخية لأجزاء جنوب أوروبا وشمال أفريقيا عندما يتركز فوق مسطحات البحر المتوسط مناطق من الضغط المنخفض الشتوى ويعد القسم الأوسط من القارة الأوربية مركزاً رئيسياً فى تكوين نطاق الجبهات شبه القطبية Subpolar fronts ونتج عن ذلك تكوين الإنخفاضات الجوية بكثرة خلال فصل الشتاء وسقوط الأمطار خاصة فى القسم الغربى من القارة .

٥- التيارات البحرية :

عندما ينساب المحيط الأطلسى الشمالى شرقاً يتشعب عند الجزر البريطانية إلى ثلاث شعب . ويتجه القسم الأول منه على شكل تيارات دافئة تسير بمحاذاة السواحل الغربية للجزر البريطانية وينساب هذا القسم من التيارات البحرية الدافئة شمالاً حتى السواحل الغربية لإسكنديناوة . أما

القسم الثانى منه فيدخل بحر الشمال ويشكل مناخ السواحل فى حوض هذا البحر حيث يعد تياراً مائياً دفيئاً بالنسبة لتلك السواحل المنخفضة الحرارة . أما القسم الثالث من تيار المحيط الأطلسى الشمالى فيتجه جنوباً نحو خليج بسكاي وسواحل شبه جزيرة أيبيريا والطرف الشمالى الغربى من أفريقيا . ويعرف باسم تيار كناريا وهو يعد تياراً بارداً حيث إنتقل هنا من مناطق باردة نسبياً إلى أخرى دفيئة . على ذلك يعمل هذا التيار على إنخفاض درجة حرارة السواحل الجنوبية الغربية لفرنسا وسواحل غرب شبه جزيرة أيبيريا ويلاحظ أن التيارات البحرية الدفيئة تساعد على زيادة نسبة الرطوبة فى الهواء وعلى أن تتحمل الرياح العكسية الغربية ببخار الماء مما يساعد على كثرة سقوط الأمطار فى القسم الغربى والأوسط من القارة الأوربية .

خصائص عناصر المناخ فى قارة أوروبا

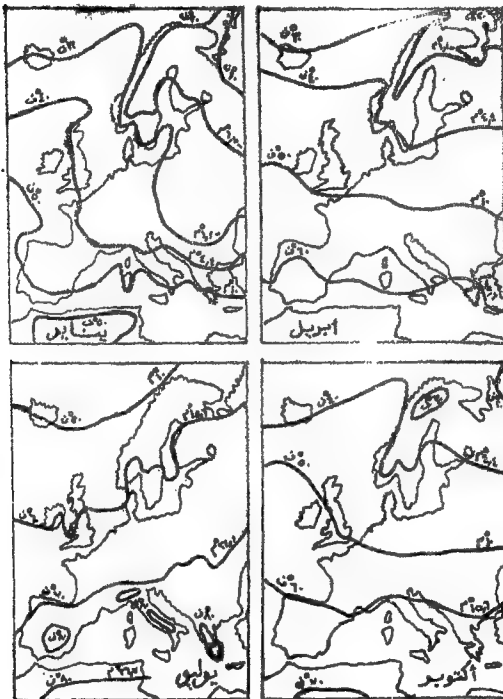
أولاً - الحرارة :

(أ) خلال فصل الصيف .

خلال هذا الفصل تتعامد الشمس على مدار السرطان فى نصف الكرة الشمالى ومن ثم تترجح البطاقات الحرارية شمالاً وترتفع درجة الحرارة فوق أجزاء القارة الأوربية وخاصة الجنوبية منها وتنخفض درجة الحرارة كلما إتجهنا شمالاً نحو القطب الشمالى وهكذا نجد أن بعض أجزاء من المناطق الأوربية المطلة على حوض البحر المتوسط ترتفع درجة حرارتها نحو ٨٠°ف ، (٢٦,٧م) فى حين تبلغ درجة الحرارة على السواحل المطلة على المحيط القطبى شمالاً خلال الفصل نحو ٥٠°ف ، (١٠م) . شكل (٩٤) .

ومن دراسة خطوط الحرارة المتساوية خلال فصل الصيف يلاحظ أنه أدفا أجزاء قارة أوروبا خلال هذا الفصل تتمثل فوق هضبة المزيثا الإسبانية وشبه جزيرة إيطاليا ، وشبه جزيرة البلقان حيث تبلغ درجة الحرارة هنا نحو ٨٠°ف .

ويكاد ينقسم خط الحرارة المتساوي ١٠° (١٠°م) قارة أوروبا خلال هذا الفصل إلى قسمين أحدهما شمالي معتدل الحرارة والآخر جنوبي مرتفع الحرارة ويمتد هذا الخط فوق نطاق الهضاب الوسطى الأوربية .



(شكل ٩٤) خطوط الحرارة المتساوية خلال فصل السنة المختلفة فوق قارة أوروبا .

ويمتد خط الحرارة المتساوى ٦٠°ف (١٥,٦°م) فوق حوض البلطيق
بالقسم الشمالى من قارة أوروبا وأواسط الجزر البريطانية وإيرلندا . ويكاد
يلامس خط الحرارة المتساوى ٥٠°ف (١٠°م) الأطراف الشمالية من شبه
جزيرة إسكنديناوة وأواسط جزيرة آيسلند .

وعلى الرغم من أن إنخفاض درجة الحرارة خلال هذا الفصل يظهر كلما
إنجھنا شمالاً فى قارة أوروبا إلا أن عدد ساعات شروق الشمس يزداد كلما
إنجھنا شمالاً كذلك ومعنى ذلك أنه على الرغم من إنخفاض درجة الحرارة
فى الأجزاء الشمالية من قارة أوروبا إلا أنه تبعاً لزيادة عدد ساعات شروق
الشمس ترتفع القيمة الفعلية لدرجة الحرارة كما يمكن لبعض المحاصيل
الزراعية مثل القمح أن تنمو خلال وقت أو لفترة زمنية أقصر من تلك
بالنسبة لنفس هذه المحاصيل الزراعية فى مناطق أخرى . وتستمر درجة
الحرارة فى الإرتفاع بقارة أوروبا حتى مجئ الخريف (أكتوبر) ، وإن كانت
قيم درجات الحرارة تقل نسبياً خلال هذا الفصل فنلاحظ أن أدنى الأجزاء
الجنوبية من القارة لا تزيد درجة حرارتها عن ٦٠°ف (١٥,٦°م) ، وأن خط
الحرارة المتساوى ٥٠°ف (١٠°م) يكاد ينصف القارة . ويعد القسم الشمالى
من شبه جزيرة إسكنديناوة هو أبرد أجزاء القارة خلال فصل الخريف حيث
تبلغ درجة الحرارة هنا نحو ٣٠°ف أو بمعنى آخر نادراً ما تنخفض درجة
الحرارة عن الصفر المئوى فوق القارة الأوربية خلال الفترة الممتدة من بداية
فصل الصيف حتى منتصف فصل الخريف . (شكل ٩٤)

(ب) خلال فصل الشتاء :

خلال هذا الفصل تتعامد الشمس على مدار الجدى فى النصف
الجنوبى للكرة الأرضية ومن ثم تنخفض درجة حرارة هواء النصف
الشمالى للأرض ، بخلاف ما كانت عليه خلال فصل الصيف . وبالنسبة
للحرارة خلال فصل الشتاء فى قارة أوروبا ، فيلاحظ بأن درجة الحرارة
تنخفض فى إتجاه عام من الغرب إلى الشرق ، أو بمعنى آخر مع الإبتعاد عن

Kendrew, W.G., (The climates of the continents). Fifth edi (1961) p.296-348. (1)

المؤثرات البحرية والإتجاه نحو المناطق الداخلية القارية . وكثيراً ما تهب الكتل الهوائية الرطبة الدفيئة من المحيط الأطلسي وهذه إن كانت تساعد كثرة سقوط الأمطار إلا أنها تساعد كذلك على إرتفاع درجة حرارة السواحل الغربية لأوروبا حتى نجد أن السواحل الأوربية ممثلة في السواحل الغربية لاسكنديناوة لا تتعرض مياهها للتجمد . (هذا جانب تأثير التيارات البحرية الدفيئة) وتتراوح درجة الحرارة شتاء على طول السواحل الغربية لأوروبا من ٥٠°ف ، (١٠°م) في جنوب البرتغال إلى نحو ٢٠°ف (-٦,٧°م) في المناطق الشمالية من النرويج . ومع نهاية الشتاء ومجيء فصل الربيع تبطئ درجة الحرارة في الإرتفاع التدريجي ومن ثم يتمركز خط الحرارة المتساوي ١٠°ف ، (٥,٦°م) فوق القسم الجنوبي من قارة أوروبا خلال هذا الفصل وينصف خط الحرارة المتساوي ٥٠°ف (١٠°م) قارة أوروبا إلى قسمين أحدهما شمالي تقل فيه درجة الحرارة عن ٥٠°ف والآخر جنوبي ترتفع فيه درجة الحرارة عن ذلك .

ومن ثم من المفيد أن نقارن هنا بين درجات الحرارة خلال فصل الشتاء فوق القسم الشمالي الغربي لأوروبا ، مع أراضي شرق أمريكا الشمالية التي تقع عند نفس العروض حتى يتضح تأثير تيار المحيط الأطلسي الدافئ على تشكيل الظروف المناخية لسواحل أوروبا خلال فصل الشتاء . ويتبين أن الحرارة خلال فصل الشتاء فوق مدينة كورونا (Corona) الأسبانية في الطرف الشمالي الغربي لشبه جزيرة أيبيريا تبلغ نحو ٤٧°ف (٨,٣°م) بينما درجة الحرارة شتاء في بورتلاند الواقعة معها على نفس دائرة العرض (ولاية مين Maine في أمريكا الشمالية) نحو ٢٢°ف (-٥,٦°م) أما درجة الحرارة فوق مدينة برجن (Bergen) في النرويج والواقعة على دائرة عرض ٦١° شمالاً فتبلغ نحو ٢٧°ف (٢,٨°م) شتاء في حين نجد أنها عند نفس دائرة العرض في أمريكا الشمالية وذلك حول سواحل هدسن أقل من ذلك بكثير بل تتجمد المياه في خليج هدسن Hudson فيما بين نوفمبر إلى مارس (١) .

(1) Branigan, J.J., Europe, MacDonald and Evans, London (1965) p.27-38.

أما بالنسبة للمناطق الداخلية من أوروبا فإنها تبعد هي الأخرى عن تأثير المحيط الأطلسي ومن ثم تتميز بشدة برودتها ، بل قد تنخفض درجة الحرارة في بعض أجزائها إلى أقل من درجة التجمد . وعلى سبيل المثال تبلغ درجة حرارة الشتاء في ليننجراد نحو ١٥° ف ، (-٩,٤° م) وفي موسكو ٢٠,٢° ف (-١٩,١° م) وفي كويبيشيف Kuibyshev في القسم الأوسط من حوض الفولجا نحو ٩° ف (-١٢,٨° م) . بينما ترتفع درجة الحرارة في بعض أجزاء من قارة أوروبا بحيث لا تفلح بعيدة عن سواحل المحيط الأطلسي ومن ثم تصل درجة حرارة الشتاء في براج Prague نحو ٢٩° ف ، (-١,٧° م) وفي هيركين (-٢,٣° م)

ومن ثم يتضح أن مناخ شرق أوروبا يميل إلى القارية ويرتفع فيه المدى الحراري اليومي والفصلي . وهكذا نجد أن المدى الحراري الفصلي في موسكو يبلغ نحو ٥٤° ف ، (٢٠° م) بينما يقل المدى الحراري الفصلي عن ذلك كثيراً بالنسبة للسواحل الأوروبية المطلّة على المحيط الأطلسي فلا يزيد المدى الحراري الفصلي في كورنوا عن ٢٢° ف . (٢٠,٢° م)

وفي روسكوف Roscoff في بريطانيا ١٧° ف (٤,٤° م) وفي لاندشيا ٧٨° ف (٢٠,٢° م) وحتى بالنسبة للمناطق للترويجية في العروض الباردة فلا يزيد المدى الحراري منها هذا عن أكثر من ٢٤° ف . (٢٠,٢° م) .

ثانياً - الضغط والرياح :

يمكن القول بأن حركة الرياح فوق أجزاء القارة الأوروبية تتشكل بتكوين أربعة مراكز للضغط الجوي خلال فصول السنة المختلفة إثنان منها عبارة عن مراكز للضغط المرتفع والاخرتان عبارة عن مراكز للضغط المنخفض . وتمثل هذه المراكز المختلفة لنطاقات الضغط فيما يلي :-

١) الضغط المرتفع الأوربي : الذي يختلف إتساعه من فصل إلى آخر إلا أنه يتركز معظم فترات السنة فوق جزر الأزور والراس الأخضر .

٢) الضغط المنخفض الأيسلندى : وهو عبارة عن مركز من الضغط المنخفض فوق جزيرة آيسلندا وشتد تأثيره خلال فصل الشتاء عندما تكون المسطحات المائية أكثر دفئاً من اليابس المجاورة لها .

٣) الضغط المرتفع الآسيوى أو السيبيرى : الذى يظهر خلال فصل الشتاء تبعاً لهبوط الهواء البارد .

٤) الضغط المنخفض فوق جنوب غربى آسيا : والذى يظهر خلال فصل الصيف تبعاً لارتفاع الهواء الملامس لسطح الأرض خلال هذا الفصل وصعوده إلى أعلى

ويختلف مدى شدة وعمق هذه المراكز المختلفة للضغط الجوى من سنة إلى أخرى بل ومن شهر إلى آخر . ويلاحظ بأن المناطق التى تتأثر بالضغط المنخفض كثيراً ما تتعرض لحدوث الإنخفاضات الجوية Depressions ومقدماتها Fronts ويقع بين كل إنخفاض جوى وآخر ، منطقة ضد إعصارية Anti-Cyclones أى مناطق من الضغط الجوى المرتفع وقد تبين أن معظم الإنخفاضات الجوية التى تشكل مناخ أوربا تتكون عند خط الجبهات القطبية Front Arctic وهو عبارة عن الخط الذى يتقابل عنده الهواء البارد فى المناطق القطبية والهواء الساخن الآتى من المناطق المدارية ونتيجة لتقابل هذه الكتل الهوائية المختلفة الخصائص الطبيعية بعضها مع الآخر بالإضافة إلى عامل دوران الأرض حول نفسها يصعد الهواء الساخن إلى أعلى وينزل الهواء البارد إلى أسفل وتتكون الإنخفاضات الجوية المتلاحقة التى يتبع بعضها البعض الآخر فوق القارة الأوروبية فى اتجاه عام من الغرب إلى الشرق ، وبصورة أشد خلال فصل الشتاء عنها خلال فصل الصيف . وفيما يلى ملخص لنطاقات الضغط المختلفة التى تتأثر بها القارة الأوروبية :

١- نظام الضغط المرتفع الآزورى :

تتكون هذه المنطقة من الضغط المرتفع فوق جزر الأزور والمحيط الأطلسى عند نقطة تلاشى كل من الرياح العكسية شمالاً والتجارية جنوباً منطقة الضغط المرتفع تزداد حجماً خلال فصل الصيف وتغطى منطقة

واسعة من حوض البحر المتوسط . بل قد يمتد نطاقها شمالاً ليضم القسم الجنوبي من بريطانيا ويعزى إلى إنخفاض درجة حرارة الهواء الملامس للمسطحات المائية عن الهواء لليابس خلال هذا الفصل . ويسبب هذا النطاق من الضغط المرتفع حدوث الطقس الهادئ المشمس وعدم ظهور السحب المتوسطة أو المنخفضة وذلك بالنسبة لمعظم أجزاء أوروبا . ويمكن القول عامة أن الضغط المرتفع الأزورى لا يسبب سقوط الأمطار ومن ثم تتميز الأراضي التى تتأثر به وخاصة فى أفريقيا بالجفاف وإذا إنساب نطاق الضغط المرتفع الأزورى شمالاً قد ينتج عنه ما يعرف باسم الموجات الدفيئة أو الحارة Heat Waves والتى تتأثر بها شمال غرب أوروبا خلال فصل الصيف

٢- نظام الضغط المنخفض الأيسلندى

ويتكون هذا الضغط المنخفض الدائم من حول جبر أيسلند طول العام . ويحدث هذا النظام من الصعق فى المنطقة التى ينلاقى فيها كل من الرياح القطبية الآتية من الشمال مع الرياح العكسية الآتية من الجنوب الغربى ولكن ينكمش هذا النطاق من الضغط الجوى المنخفض خلال فصل الصيف وتزداد شدته خلال فصل الشتاء عندما تكرر المسطحات المائية أكثر دفئاً من اليابسة المجاورة لها . وخلال هذا الفصل الأخير يمتد نطاق الضغط المنخفض الأيسلندى جنوباً حتى سواحل البرتغال وشرقاً حتى وسط أوروبا وتنساب السنة من الكتل الهوائية الباردة من مراكز الضغط المنخفض تسبب سقوط الأمطار وحدوث موجات من البرودة الشديدة على وسط أوروبا بل كثيراً ما تتأثر بها الظروف المناخية فى حوض البحر المتوسط . حيث تسقط الأمطار الغزيرة هنا بفعل الإنخفاضات الجوية المنبعثة أصلاً من مراكز الضغط المنخفض الأيسلندى .

٣- نظام الضغط المرتفع الآسيوى أو السيبيرى :

نتيجة لزيادة إتساع القارة الآسيوية تنخفض درجة الهواء الملامس لليابس هنا إنخفاضاً كبيراً خلال فصل الشتاء وتتكون منطقة كبرى من الضغط المرتفع تتعرض للهواء الهابط البارد وتخرج الرياح من اليابس

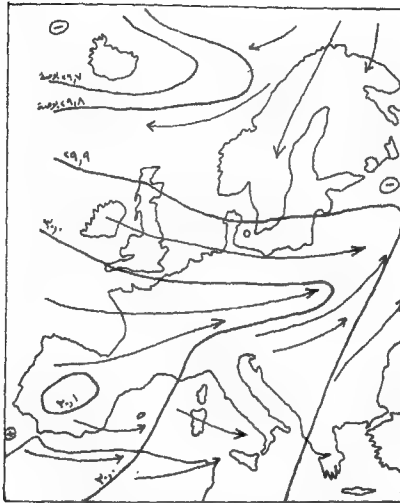
الآسيوى متجهة غرباً نحو أوروبا وشرقاً نحو السواحل الآسيوية حيث تعرف باسم الرياح الموسمية الشتوية . أما بالنسبة للقارة الأوربية فتتمدد السنة واسعة من نطاق الضغط المرتفع السيبيرى وتتركز فوق شرق ووسط أوروبا . وهكذا يمكن أن يقسم نطاق الرياح العكسية إلى نطاقين أحدهما شمالي والآخر جنوبى ، وتمتد السنة الضغط المرتفع السيبيرى فيما بينهما وتسبب حدوث أضرار الأعاصير الشديدة البرودة والتي تفصل بين الفترات الممطرة الناتجة عن تأثير الرياح العكسية الغربية ويتركز معظم فعل أضرار الأعاصير السيبيرية فوق شرق أوروبا من أكثر من حدوث إمتداد الأعاصير فوق وسط أوروبا وغربها ذلك لأر الشتاء فى روسيا يتميز بهو . الرياح وشدة البرودة وفلة المساقط

٥ نظام الضغط المنخفض الهندى أو جنوب غربى آسيا

على الرغم من أن حوض البحر المتوسط يتأثر بمنطقة الضغط المرتفع الأوروبى خلال فصل الصيف إلا أنه يكرر القول كذلك بأن القسم الشرقى من هذا الحوض يتأثر بمناطق الضغط المنخفض الكبير الذى تتركز عادة فوق صحراء ثار بشمال غرب الهند ونسحب هذه المراكز من الضغط المنخفض شدة حفاف شرقى البحر المتوسط خلال فصل الصيف وبالسماة الصافية وبالسحب العالية والى بعد من أهم خصائص مناخ حوض البحر المتوسط خلال فصل الصيف

ومن دراسة خطوط الضغط المتساوى فوق القارة الأوربية خلال فصل الصيف ينبير أن مراكز الضغط المنخفض (٢٩,٨ بوصة) تتركز فوق شرق القارة تبعا لإرتفاع درجة الحرارة هنا ، فى حين يتركز فوق المسطحات المائية المجاورة وفوق المحيط الأطلسى الشمالى وحول جزر الأزور مناطق من الضغط المرتفع (٣٠,٠ بوصة) . ومن ثم تنتقل الرياح العكسية الغربية من الغرب إلى الشرق ويتأثر نطاقها العرضى هنا بزحزة نطاقات الضغط المختلفة مع حركة الشمس الظاهرة وتعامدها خلال هذا الفصل فوق مدار السرطان كما تهب الرياح القطبية الشمالية من مراكز

الضغط المرتفع القطبي عاكس مراكز الضغط المنخفض في شرقي أوروبا. (شكل ٩٥) .



(شكل ٩٥) خطوط الضغط المتساوي واتجاهات الرياح فوق قارة أوروبا صيفاً .

أما خلال فصل الشتاء فيكون الهواء الملامس لليابس في شرق أوروبا أبرد من الهواء الملامس للمسطحات المائية فوقه مراكز من الضغط المرتفع النسبي (١٠٠٠ هـ) لا تساعد على جذب الرياح العكسية الغربية إليها . ومن ثم يظهر تأثير هذه الرياح الأخيرة خلال هذا الفصل على القسمين الغربي والأوسط من القارة ، كما تهب الرياح الغربية على معظم حوض

الأمطار فوق القارة الأوروبية

يسقط فوق أوروبا كل الأنوع المتعددة من الأمطار وتتلخص فى الآتى :

أ- الأمطار التضاريسية : Orographic Rainfall

وهى الأمطار التى تسقط عندما تصطدم الرياح بالمرتفعات الجبلية العالية الموجهة لها . وعند صعود الهواء المنحدرات الجبلية العالية يتعرض للبرودة وللتكاثف إذا ما إنخفضت درجة حرارته عن نقطة الندى ومن ثم تسقط الأمطار بغزارة على السفوح الجبلية المواجهة لإتجاه الرياح فى حين تكون السفوح الجبلية الأخرى فى الجانب المضاد لإتجاه الرياح قليلة الأمطار ويطلق عليها حينئذ مناطق ظل المطر^(١) (Rain Shadow) .

ومن بين أظهر أمثلة الأمطار التضاريسية فى القارة الأوروبية تلك الأمطار الساقطة على السفوح الغربية لمرتفعات إسكنديناوة . ومعظم الأمطار الساقطة على سفوح مرتفعات الألب وتقل الأمطار التضاريسية فى شرق أوروبا تبعاً للإستواء العام لمظهر السطح فى هذه الأجزاء .

ب- الأمطار الانقلابية أو التصاعدية : Convectonal Rainfall

وهى التى تنشأ عن فعل تسخين سطح الأرض ومن ثم تسخين الهواء الملامس لسطح الأرض وصعوده تدريجياً إلى أعلى على شكل تيارات هوائية صاعدة وعندما تنخفض درجة حرارة الهواء فى الطبقات العليا إلى ما دون نقطة الندى قد يتكثف بعض ما به من بخار ماء ويسقط على شكل أمطار إنقلابية ، وتتعرض مناطق واسعة من شرق أوروبا لمثل هذا النوع من الأمطار خاصة خلال فصل الصيف . كما يسقط مثل هذا النوع من الأمطار التصاعدية عند حدوث عواصف الرعد والبرق Thunder Storms وخاصة خلال فصل الصيف فى شرق أوروبا ووسطها .

ج- الأمطار الانخفاضية : Depression or Cyclonic Rainfall

(١) راجع الفصل الحادى عشر من هذا الكتاب .

وهى أمطار الإنخفاضات الجوية التى تصاحب الرياح الغربية أو العكسية وتعد أهم أنواع الأمطار التى تتأثر بها القارة الأوروبية . ومن دراسة الأمطار السنوية يمكن القول عامة بأن القارة الأوروبية غزيرة الأمطار وتقل كمية الأمطار الساقطة فى إتجاه عام من الغرب إلى الشرق ويتضح ذلك عند دراسة كميات الأمطار الساقطة فوق بعض المدن الأوروبية . فمثلاً تبلغ كمية الأمطار السنوية الساقطة فوق مدينة برست Brest فى شمال غرب فرنسا نحو ٢٩ بوصة فى حين تبلغ شرقاً فى برلين نحو ٢٢,٧ بوصة ، وفى وارسو Warsaw ٢١ بوصة ، وفى موسكو Moscow ١٦ بوصة ، وفى أوديسا Odessa ١٦ بوصة وتبلغ فى استراخان Astrakhan على دلتا نهر الفولجان فى شرق أوربا نحو ٦,٦ بوصة .

وتزداد كمية الأمطار كذلك فوق المناطق الأوربية الجبلية التى تعترض إتجاهات الرياح الغربية . فمن بين كل ثلاثة أيام بالنسبة لمدينة برجن بينهما يومين ممطرين وتزيد كمية الأمطار السنوية الساقطة فوق برجن Bergen عن ٨٠ بوصة ومن ثم يتبين أن معظم مدن الساحل الغربى الضيق لإسكنديناوة تزيد كمية الأمطار السنوية الساقطة فوقها عن ١٠٠ بوصة .

وحتى إذا كانت السلاسل الجبلية بعيدة نسبياً عن الساحل الغربى لأوربا فإن كمية الأمطار السنوية الساقطة تكون غالباً مرتفعة . فتبلغ كمية الأمطار السنوية الساقطة فوق هضبة فرنسا الوسطى نحو ٦٦ بوصة وفوق جبل سانتس Santis بالقرب من أبنزل Appenzel فى سويسرا نحو ٩٥ بوصة . وفوق دوبروفنيك بجبال الألب الدينارية نحو ٥٩ بوصة بل وفوق بعض أجزاء من مرتفعات القوقاز الغربية فى المناطق شبه جافة تبلغ الأمطار السنوية الساقطة نحو ١٥ بوصة سنوياً .

فى حين تقل كمية الأمطار السنوية الساقطة عند مناطق ظل المطر فى القارة الأوروبية فتبلغ كمية الأمطار السنوية الساقطة فوق أثينا Athens نحو ١٥,٤ بوصة وفوق مدينة هابارندا Haparanda فى أعالي طرف خليج البلطيق عند ظهر الهضاب الإسكنديناوية نحو ١٩ بوصة . ويمكن أن

تلخص فصلية المطر فوق القارة الأوربية فيما يلى :

أ- خلال فصل الشتاء :

تسقط الأمطار فوق القارة الأوربية خلال هذا الفصل بفعل الرياح العكسية الغربية والإنخفاضات التى تصاحبها ، وتختلف كمية الأمطار الساقطة من مكان إلى آخر ، تبعاً لبعدها هذه الأماكن عن الساحل الغربى لأوربا من جهة وتبعاً لتضرس المكان وموقعه المحلى من جهة أخرى .

وتغزر الأمطار الشتوية فى المناطق الأوربية المطلة على حوض البحر المتوسط بفعل الرياح الغربية الشتوية وتنخفض كمية الأمطار فى إتجاه عام من الغرب إلى الشرق ويلاحظ بأنه نتيجة للإمتداد الشمالى الجنوبى لمرتفعات الألب الدينايية ومرتفعات الأبنين فقد حجزت هذه الجبال كميات كبيرة من الرطوبة ومن ثم تسقط فوق سفوحها الغربية كميات كبيرة من الأمطار فى حين تقل الأمطار الساقطة بشكل واضح فوق الجوانب الشرقية لهذه الجبال التى تعد مناطق ظل المطر . ومن ثم يتبين أن كمية الأمطار الساقطة على السفوح الغربية لمرتفعات الكارست فى يونغسلافيا تبلغ نحو ١٨٠ بوصة سنوياً فى حين تقل فوق منطقة أثينا التى تمثل مناطق ظل المطر الواقعة خلف جبال الألب الدينايية عن ١٥ بوصة

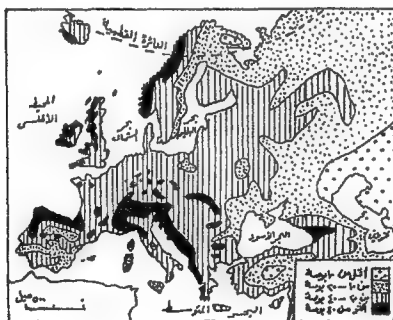
وبالنسبة لشمال أوربا خلال فصل الشتاء فتسقط الأمطار بغزارة فوق الساحل الغربى لاسكنديناوة وتقل كمية الأمطار فى الإتجاه الشرقى وتتنوع كمية الأمطار السنوية الساقطة فى هذا القسم تبعاً لتنوع التضاريس .

ب- أما خلال فصل الصيف : فيتركز فوق شرق القارة الأوربية منطقة من المنخفض تبعاً لإرتفاع درجة الحرارة للهواء الملاصق لسطح الأرض وتعد هذه المنطقة إمتداداً للضغط المنخفض الكبير الذى يتركز فى أواسط أسيا وبصحراء ثار فى شبه القارة الهندية الباكستانية . وخلال هذا الفصل كذلك تتركز فوق المحيط الأطلسى منطقة من الضغط المرتفع النسبى (منطقة الضغط المرتفع الآزورى) . ومن ثم تنتقل الرياح الرطبة من المحيط نحو

اليابسة الأوروبية ولكن مع ذلك لا تسقط أمطار غزيرة حيث أن القارة تكون مرتفعة الحرارة خلال هذا الفصل ، وهذه ظروف لا تساعد على حدوث التكاثف اللهم إلا عند مرور الرياح فوق مناطق جبلية مرتفعة وتعرض للبرودة الشديدة والتكاثف وتسقط الأمطار . ومن ثم فإن معظم الأمطار الصيفية فوق أجزاء قارة أوروبا ترجع إلى الأمطار التضاريسية والأمطار الانقلابية والمصاحبة لحدوث عواصف الرعد والبرق .

ويمكن أن تلخص الخصائص العامة للتوزيع الجغرافي السنوي للأمطار الساقطة فوق القارة الأوروبية في الآتي :

(١) إن أغزر المناطق الأوروبية مطراً تتمثل فوق المرتفعات الغربية لإسكنديناوة والمرتفعات الغربية بإسكتلندا ومرتفعات البينين في إنجلترا ومرتفعات إيرلندا ، ومرتفعات كنتبريان وشمال غرب شبه جزيرة إيبيريا والسفوح الغربية لمرتفعات الألب الدينارية وأجزاء واسعة من السفوح الغربية لمرتفعات الأبنين في شبه جزيرة إيطاليا حيث تزيد كمية الأمطار السنوية الساقطة هنا عن ٦٠ بوصة وتغزير الأمطار خلال فصل الشتاء (شكل ٩٧) .



(شكل ٩٧) كمية المطر السنوي فوق قارة أوروبا

(٢) فى المناطق الهضبية الهضبية المجاورة لمناطق الجبال السابقة حيث تتراوح كمية الأمطار السنوية الساقطة فوقها من ٤٠ - ٦٠ بوصة ، ويضاف إلى هذه المناطق كذلك منطقة القوقاز والهضاب الوسطى فى أوروبا .

(٣) تقل كمية الأمطار السنوية الساقطة عن ٢٠ بوصة فى القسم الشمالى لقارة أوروبا والقسم الشرقى منها .

(٤) أما فى الأجزاء الباقية من قارة أوروبا (أى الأراضى المنخفضة من وسط أوروبا وغربها) فتتراوح كمية المطر السنوى هنا من ٢٠ - ٤٠ بوصة .

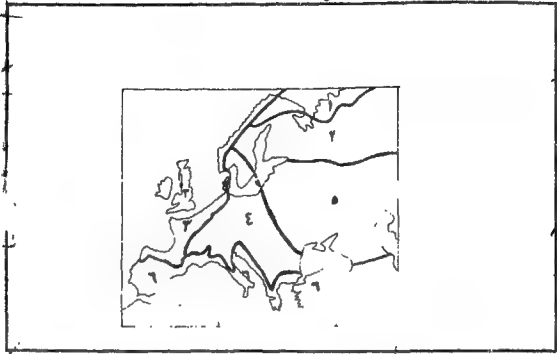
الأقاليم المناخية فى قارة أوروبا

على الرغم من صغر مساحة القارة الأوروبية إلا أنه تبعاً لتنوع تضاريسها واختلاف مناسيب سطحها وتداخل البحار الحوضية فيها وتأثر سواحل القارة بالتيارات البحرية الدفيئة الباردة والكتل الهوائية المختلفة يتمثل فى هذه القارة عدة أنواع مختلفة من الأقاليم المناخية تتلخص فيما يلى :

١- المناخ القطبي - Arctic Climate

و يتمثل هذا المناخ فى القسم الشمالى من قارة أوروبا وخاصة شمال السويد وفوق مرتفعات كجولن (Kjolen) على الحدود السويدية - النرويجية وبالقسم الشمالى من مرتفعات أورال (شكل ٩٨) وتتلخص خصائص هذا المناخ فى أن حرارة فصل الصيف لا تزيد عن ٥٠°ف (١٠°م) فى حين تتراوح درجة حرارة فصل الشتاء من ٨°ف (-٣,٣°م) إلى ٢°ف، (-١,١°م) وأما التساقط فى هذا الإقليم فيظهر على شكل ثلج وتناسب كميته بما يعادل ١٠ بوصة من المطر سنوياً. ومن دراسة المنحنيات الحرارية لمدينة «سبيتزبرجن» فى شمال النرويج يتضح أن درجة الحرارة لا تزيد عن الصفر المئوى إلا خلال الفترة الصيفية فقط والتى تمتد من بداية يونيو حتى نهاية أغسطس (شكل ٩٩) ويتوزع التساقط على كل أشهر السنة ولكنها تزيد

نسبياً خلال فصل الشتاء ويبلغ التساقط السنوى نحو ١١,٨ بوصة.



(شكل ١٨) الأقاليم المناخية فى قارة أوروبا .

- | | |
|---------------------|-------------------------------|
| ١ - المناخ القطبى | ٢ - مناخ شمال أوروبا البارد . |
| ٣ - مناخ غرب أوروبا | ٤ - مناخ وسط أوروبا . |
| ٥ - مناخ شرق أوروبا | ٦ - مناخ البحر المتوسط . |

٢- المناخ البارد · Cold Climate

ويقع إلى الجنوب من إقليم المناخ القطبى السابق ويشغل مساحة واسعة من شمال ووسط السويد ومعظم أراضى فنلندا ، والقسم الشمالى من روسيا الأوربية . وتنخفض درجة حرارة الشتاء فى هذا الإقليم عن ٢٠°ف (٧°م) وتنخفض أكثر من ذلك كلما إتجهنا من الغرب إلى الشرق . ومن ثم يبلغ متوسط درجة حرارة الشتاء فى أوصلو Oslo نحو ٢٤°ف (-٤°م) وفى هلسنكى Helsinki نحو ٢٠°ف (-٧°م) بينما تبلغ فى لنيجراد Leningrad نحو ١٥°ف (-٩°م) .

بعض البيانات المناخية لمحطات مختارة تمثل الأقاليم المناخية في قارة أوروبا

التقسيم الإداري للمحطة / وكية المطر السوي	ديسمبر	يناير	فبراير	مارس	أبريل	مايو	يونيو	يوليو	أغسطس	سبتمبر	أكتوبر	نوفمبر	البيانات المناخية
١٨ ١١٨	٦ ١٥	١١ ١٠	٢٢ ١٣	٣٣ ٢٤	٣٥ ٢٥	٣٣ ٢٥	٤٣ ٣٠	٤٣ ٣٠	٤١ ٣٠	٣٣ ٢٤	٢٢ ١٣	١١ ١٠	(١) ميترتوجن (قطبي): الحرارة (م) المطر (بوصة) (٢) ميترتوجن (البارد): الحرارة (م) المطر (بوصة) (٣) لندن (شمال غرب أوروبا) الحرارة (م) المطر (بوصة) (٤) برلين (وسط أوروبا): الحرارة (م) المطر (بوصة) (٥) فيينا (شرق أوروبا): الحرارة (م) المطر (بوصة) (٦) تشبوتة (بحر متوسط) الحرارة (م) المطر (بوصة)
٤١ ٤٠٣	٢٨ ٤٣	٣٤ ٣٩	٤٠ ٥٠	٤٩ ٤٤	٤٥ ١٩	٤٦ ٢٢	٥٧ ٢٨	٥٧ ٢٨	٥٦ ٢٧	٤٩ ٢٤	٤٠ ١٣	٣٤ ١٨	٣٦ ٣٠
٥١ ٣٣٩	٤١ ٣٠	٤٤ ٣٣	٥١ ٢٤	٥٨ ١٧	٦١ ٣٤	٥٤ ١٧	٦٤ ٣٢	٦٤ ٣٢	٦٣ ٢٣	٦٣ ١٧	٥٨ ١٣	٤٤ ١٥	٤٠ ٢١
٤٨ ٣٣٧	٣٣ ١٩	٣٩ ١٧	٤٩ ١٧	٥٨ ١٧	٦٣ ٢٣	٥٧ ١٩	٦٣ ٢٣	٦٣ ٢٣	٦٣ ٢٣	٦٣ ٢٣	٥٧ ١٩	٣٣ ١٥	٣٠ ١٧
٤٩ ٣٥٤	٣٣ ١٨	٣٩ ١٨	٥٠ ١٩	٦٠ ٢٠	٦٥ ٢٧	٥٩ ٢٨	٦٨ ٣١	٦٨ ٣١	٦٧ ٢٧	٦٥ ٢٧	٥٩ ٢٨	٣٣ ١٣	٢٩ ١٥
٦٠ ٣٩٤	٥٢ ٤١	٥٧ ٤٣	٦٢ ٣٣	٦٨ ٢٤	٦٧ ٢٣	٦٠ ٢٠	٦٨ ٣١	٦٨ ٣١	٦٧ ٢٧	٦٥ ٢٧	٥٩ ٢٨	٥٢ ٣٥	٥١ ٣٦

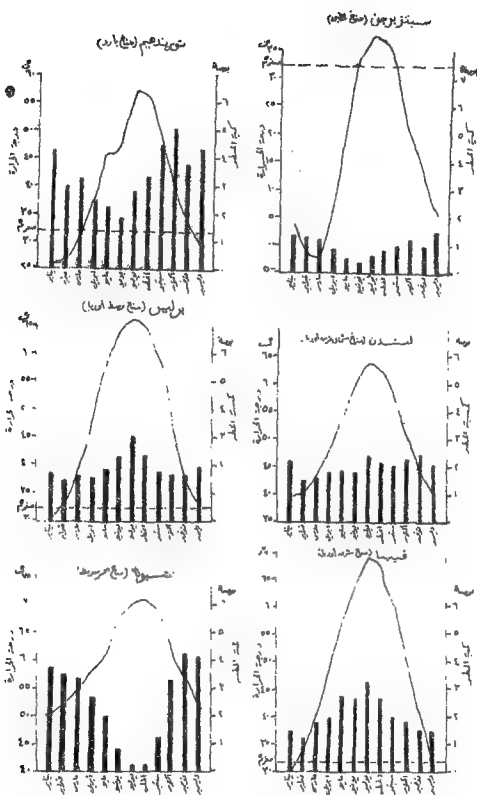
أما خلال فصل الصيف فتتلفج درجة الحرارة نسبياً ويبلغ متوسطها نحو ١٠ف (١٥,٦م) وعلى سبيل المثال تبلغ درجة حرارة الصيف فى لنتجراد نحو ١٤ف (١٧,٨ف) وفى تورندهم نحو ١٤ف. أما الأمطار الساقطة هنا فمعظمها أمطار صيفية ولكنها نادراً ما تزيد عن ٢٠ بوصة سنوياً . وعلى سبيل المثال تبلغ كمية الأمطار السنوية فى لنتجراد نحو ١٨,٨ بوصة وفى أرشأنجل Archangel نحو ١٥,٣ بوصة. ولكن تزيد كمية المطر السنوى فى المناطق البحرية من هذا الإقليم حيث تبلغ كمية المتساقط السنوى فى تورندهم نحو ٤٠,٢ بوصة. (شكل ٩٩ وراجع جدول البيانات المناخية) .

٣- مناخ غرب أوروبا :

ويطلق على المناخ كذلك إسم المناخ المعتدل البارد فى غرب القارات ويضم هذا المناخ فى قارة أوروبا القسم الشمالى الغربى منها . ويتمثل فى سواحل اسكنديناوة وكل الجزر البريطانية وأراضى الدانمرك وهلجيكا والنصف الغربى من فرنسا وشمال غرب إسبانيا ويظهر فى هذه المناطق جميعاً تأثير الرياح الغربية ومنخفضاتها تأثيراً واضحاً ومن ثم يتميز الطقس النوى هنا بتغيره من حالة إلى أخرى . ونتيجة لقرب موقع هذه المناطق من المحيط الأطلسى فإن المدى الحرارى السنوى فيها ليس كبيراً كما أن سقوط الأمطار تتوزع على معظم أيام السنة .

وتعد مدينة لندن مثلاً جيداً لهذا المناخ حيث تبلغ درجة الحرارة فى يناير نحو ٢٩ف (٢,٩م) ثم ترتفع فى يوليو إلى ٦٣ف (١٧,٢م) وهكذا يتضح أن المدى الحرارى السنوى فى لندن يبلغ نحو ٢٧ف (١٥م) ويبلغ المتوسط السنوى لدرجة حرارة لندن نحو ٥١ف . أما معدل كمية الأمطار السنوية فيها فتصل إلى نحو ٢٣,٩ بوصة. (شكل ٩٩) .

ويلاحظ أن للمتحنى الحرارى لمدينة لندن قمة حرارية كبرى تصل أعلى فى شهر يوليو (٦٣ف) وتنخفض درجة الحرارة شتاء ، كما أن الأمطار موزعة على كل أشهر السنة بصورة منتظمة ، ويبلغ المعدل الشهرى لكمية الأمطار الساقطة فوق لندن نحو ٢ بوصة .



(شكل ٩٩) منحنيات الحرارة وأعمدة المطر لبعض محطات الرصد الجوي التي

يتمثل الأقاليم المناخية في قارة أوروبا .

أما في باريس فتبلغ درجة حرارتها في يناير ٣٧°ف (٢,٨°م) وفي يوليو ٦٥°ف، (١٨,٣°م) ومن ثم فإن المدى الحرارى الفصلى فيها ٢٨°ف (١٥,٥°م) ومتوسط كمية الأمطار السنوية فوقها نحو ٢٢,٦ بوصة (شكل ٩٩) .

وبالنسبة لمدينة Bergen فتبلغ درجة حرارة يناير فيها نحو ٢٤°ف، (١,١°م) وفي يوليو ٥٨°ف (١٤,٤°م) ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى يبلغ نحو ٢٤°ف وتبلغ كمية المطر السنوى فوقها نحو ٨٤,٣ بوصة ويلاحظ بأنه من النادر أن نجد في أى من هذه المناطق السابقة شهراً واحداً يخلو من سقوط الأمطار كما أن معظم الأمطار الساقطة تتركز في فصل الشتاء حيث يشتد حدوث تكوين الإنخفاضات الجوية الشتوية المصاحبة للرياح العكسية الغربية .

٤- مناخ وسط أوروبا

ويطلق عليه أيضاً المناخ المعتدل البارد الإنتقالى ويمتد نطاقه إلى الشرق من مناخ غرب أوروبا ويشغل مساحات واسعة من جنوب السويد ووسط شرق فرنسا ومعظم أراضي ألمانيا وسويسرة وغرب بولندة ومعظم الدول الأوروبية التى تقع في الحوض الأوسط من الدانوب . ويلاحظ بأن تأثير البحر يبدو واضحاً في بعض أجزاء هذا الإقليم إلا أنه أقل وضوحاً منه في حالة مناخ غرب أوروبا . وقد تسقط الأمطار في أى وقت من السنة إلا أن معظم الأمطار الساقطة هنا تتمثل في فصل الصيف . وتبعاً لتركز مناطق الضغط المنخفض على أواسط أوروبا صيفاً تنجذب الرياح الرطبة إلى داخل القارة آتية من المحيط الأطلسى وتسقط هذه الرياح أمطاراً غزيرة خاصة عندما تصطدم بالمرتفعات والهضاب العالية في أواسط أوروبا .

وإذا كانت درجة الحرارة الصيفية معتدلة فإن الحرارة خلال فصل الشتاء كثيراً ما تنخفض عن الصفر المئوى ، ومن ثم يزداد المدى الحرارى فوق أجزاء هذا الإقليم . وتبلغ درجة حرارة شهر يناير في براين ٢٠°ف (١,١°م) في حين تبلغ درجة حرارة يوليو ٦٦°ف أى (١٨,٩°م) ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى فيها يصل إلى ٢٦°ف، ويبلغ المتوسط السنوى لدرجة

الحرارة فى برلين نحو ٤٨°ف أما الأمطار الساقطة فتبلغ كميتها السنوية نحو ٢٢,٧ بوصة ، وتقدر كمية الأمطار الصيفية وحدها فوق برلين بنحو ١٢,٧ بوصة . ويعد شهر يوليو (الذى تتمثل فيه القمة الحرارية الصيفية) أغزر شهور السنة مطراً حيث يسقط فيه نحو ٣ بوصات من المطر (شكل ١٩) .

وفى مدينة بلغراد Belgrade تبلغ درجة يناير ٢٩°ف (-١,٧°م) أما فى يوليو فتبلغ نحو ٧٢°ف (٢٢,٢°م) ومن ثم فإن المدى الحرارى فيها يبلغ نحو ٤٣°ف، (٢٤°م) وتبلغ الأمطار السنوية الساقطة فوقها ٢٤,٤ بوصة وتبلغ الأمطار الصيفية وحدها ١٤,٦ بوصة .

وعلى أى حال لا تعد كمية الأمطار الساقطة فوق هذا الإقليم كبيرة كما أن القيمة الفعلية للأمطار محدودة حيث تسقط الأمطار فى الأيام الصيفية المرتفعة الحرارة وتتأثر بفعل التبخر .

٥- مناخ شرق أوروبا :

ويعرف هذا الإقليم المناخى كذلك بإسم المناخ المعتدل البارد القارى ويقع نطاقه إلى الشرق من الإقليم المناخى السابق ، ويظهر بشكل واضح فى رومانيا وبلغاريا وشرق بولندة ومعظم أراضى روسيا الأوروبية . ويتميز مناخ شرق أوروبا بقاريتته النسبية لبعده عن تأثير المسطحات البحرية وترتفع فيه درجة الحرارة صيفاً إلى نحو ٧٠°ف . فى حين تنخفض درجة حرارة الشتاء إلى أقل من درجة التجمد ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى كبير فى نطاق هذا المناخ .

وعلى سبيل المثال تبلغ درجة حرارة الشتاء فى مدينة شكالوف Chkalov نحو ٤°ف (-٥,٦°م) وفى الصيف نحو ٧٠°ف (٢١,١°م) ومن ثم فإن المدى الحرارى الفصلى يبلغ نحو ٦٦°ف (٢٦,٦°م) وهو أعلى مدى للحرارة الفصلية بالنسبة لبقية أجزاء القارة الأوروبية . كما أن معظم الأمطار الساقطة فى أجزاء هذا الإقليم المناخى تعد أمطاراً صيفية وتسقط خاصة خلال شهر يونيو ويوليو كما أن معظم تلك الأمطار تصاعدية النشأة

وتصاحبها كثير من عواصف الرعد والبرق . وتقل كمية الأمطار في اتجاه الجنوب الشرقي من البقارة حيث تقل كمية الأمطار بشكل واضح شمال بحر قزوين والبحر الأسود وتبلغ كمية الأمطار السنوية هنا نحو ٦ بوصات وفي حالة وجود مرتفعات عالية تصطدم بها الرياح الغربية الصيفية قد ترتفع كمية الأمطار السنوية في هذا الإقليم المناخي إلى نحو ٢٠ بوصة . وتمثل البيانات المناخية لمدينة فيينا الخصائص العامة لمناخ شرق أوروبا ، ومن دراسة شكل ٩٩ يتضح أن هناك قمة حرارية كبرى في فيينا تصل أعاليها في شهر يوليو (١٨ف) في حين تنخفض درجة حرارة شهر يناير إلى أقل من الصفر المئوي (نحو ٣٠ف) . كما تغزر الأمطار خلال فصل الصيف ويعد شهر يوليو أغزر شهور السنة مطراً (٣,١ بوصة) .

٦- مناخ البحر المتوسط :

ويطلق عليه أيضاً اسم المناخ المعتدل الدفي شبه الجاف في غرب القارات ويشغل نطاق هذا الإقليم المناخي معظم الأراضي الأوربية المطلة على حوض البحر المتوسط . وتتلخص الخصائص العامة لهذا المناخ في أمطاره الشتوية الساقطة بفعل الرياح الغربية وإنخفاضها ، وإعتدال الحرارة الشتوية حيث يبلغ متوسط حرارة الشتاء نحو ٣٤ف (٩م) ، أما فصل الصيف فهو جاف مرتفع الحرارة حيث تزيد درجة حرارة الصيف عن ٧٠ف (٢١م) ويتأثر الإقليم في هذا الفصل بالرياح التجارية الشمالية الشرقية الحارة الجافة . ويتميز هذا المناخ كذلك بتغير أحوال الطقس من يوم إلى آخر خلال نصف السنة الشتوي في حين يسود الجفاف وترتفع الحرارة خلال فصل الصيف .

ويمتد البحر المتوسط من الغرب إلى الشرق لمسافة تبلغ نحو ٢٠٠٠ ميل وحيث إن الرياح العكسية وإنخفاضها تناسب من الغرب إلى الشرق فإن كمية الأمطار تقل كذلك في اتجاه عام من الغرب إلى الشرق . فبينما تبلغ كمية الأمطار السنوية الساقطة فوق جبل طارق نحو ٣٦ بوصة ، فإنها لا تزيد عن ١٥,٤ بوصة فوق أثينا . ولكن يجب أن نضع في الاعتبار أثر اختلاف الظروف المناخية المحلية في تشكيل الخصائص العامة لهذا المناخ .

ففى المناطق الجبلية المرتفعة المواجهة لإتجاه الرياح الغربية قد يسقط فوقها كمية من الأمطار الشتوية تفوق مجموع كمية الأمطار السنوية الساقطة فى المناخ الرطب بغرب أوروبا كما هو الحال بالنسبة لبعض أجزاء من مرتفعات الألب الدينارية ومرتفعات الأبنين . كما أنه توجد بعض المناطق الأخرى الواقعة فى ظل المطر تقل فوقها كمية الأمطار السنوية الساقطة بشكل واضح كما هو الحال بالنسبة لهضبة المزيثا الإسبانية ، وسهل لمباردى والمناطق الداخلية من يوغسلافيا واليونان . ويلاحظ بأن مناخ هذه المناطق يتميز بقاريتته النسبية حيث تنخفض درجة حرارة الشتاء فيها بالنسبة لغيرها من المناطق الأخرى . وعلى سبيل المثال فإن درجة حرارة شتاء مدينة برجوس Burgos فى إسبانيا تبلغ ٢٥,٥°ف (٩,٩°م) وفى ميلان تبلغ ٢٢,٤°ف (٢,٢°م) .

وتمثل البيانات المناخية لمدينة لشبونة (عاصمة البرتغال والمطلّة على المحيط الأطلسى) الخصائص المناخية العامة لمناخ البحر المتوسط (شكل ٩٩ وراجع جدول البيانات المناخية) . ومن دراسة المنحنى الحرارى السنوى لهذه المدينة يتضح ظهور قمة حرارية كبرى خلال فصل الصيف ولكن تصل أعلى ذراها خلال نهاية أغسطس (٧١°ف) وذلك تحت تأثير المؤثرات البحرية المجاورة فى حين نجد أن المناطق الداخلية نسبياً من مناخ البحر المتوسط الجافة صيفاً ، فإن لشبونة يسقط فوقها رخات صيفية قليلة من المطر وإن كانت لا تتعدى نصف بوصة من المطر فى كل شهر من أشهر الصيف أما فصل الشتاء فهو غزير المطر ، ويبلغ المعدل الشهري لكمية الأمطار الساقطة خلال الفترة من شهر أكتوبر حتى نهاية مارس نحو ٣,٥ بوصة ، وتبلغ كمية المطر السنوى فى لشبونة نحو ٢٩,٤ بوصة (١) .

(1) Branigan, J.J., Europe, London (1965) p.27-38.

(ثانياً) مناخ قارة أستراليا وأقاليمها المناخية

تعد قارة أستراليا من الأقاليم المناخية الجافة فى العالم حيث يشغل القسم الكبير من القارة نطاقات من الضغط المرتفع شبه المدارى ، وأضداد الأعاصير . وعلى ذلك فإن نحو ٣٨٪ من مساحة القارة لا يسقط فوقها من المطر أكثر من ١٠ بوصات سنوياً وإن المناطق التى تزيد كمية المطر السنوى فيها عن ٤٠ بوصة لا تتعدى مساحتها أكثر من ٩٪ من مساحة قارة أستراليا^(١) . ويتأثر مناخ القارة بالعوامل الآتية :

أ- الموقع :

يلاحظ أن قارة أستراليا تقع فى نصف الكرة الجنوبى ومعنى ذلك أنه فى الوقت الذى يحل فيه فصل الصيف فى نصف الكرة الشمالى تخضع قارة أستراليا لظروف المناخية الشتوية والعكس صحيح كذلك ، كما يمر مدار الجدى فى منتصف القارة تقريباً ويقسم القارة إلى قسمين أحدهما شمالى والآخر جنوبى . وفيما عدا جزيرة تسمانيا ، تقع أستراليا فيما بين دائرتى عرض ١١ جنوباً و٢٩ جنوباً . ومن ثم يمكن أن نشبه هذه القارة بالنصف الشمالى من قارة أفريقيا . ويهب فوق أستراليا أنواع مختلفة من الرياح تتمثل فى الرياح الموسمية الشمالية والرياح التجارية الجنوبية الشرقية والرياح العكسية الغربية .

ب- المظهر التضاريسى العام للسطح :

تبعاً لوقوع سلاسل المرتفعات الشرقية وجبال أستراليا الزرقاء بجوار الساحل الشرقى لأستراليا فتسقط الرياح التجارية الجنوبية الشرقية أمطاراً غزيرة فوق السفوح الشرقية لهذه المرتفعات وتصل هذه الرياح إلى السهول الوسطى من أستراليا شبه جافة . وكذلك الحال بالنسبة للرياح الموسمية الشمالية التى تسقط هى الأخرى أمطاراً غزيرة فوق السهول الساحلية الشمالية والسفوح الشمالية لسلاسل مرتفعات باركللى ومن ثم تصل إلى

Kendrew, W.G., (The climates of the continents). Fifth edi (1961) p.529-553. (1)

الداخل شبه جافة . وعلى ذلك تتميز المناطق الساحلية الجبلية بغزارة الأمطار الساقطة فوقها في حين يسود الجفاف بالمناطق الداخلية المنخفضة المنسوب من أراضي القارة .

جـ- التيارات البحرية :

يساعد الهواء الملامس لسطح التيارات البحرية الدفيئة منها والباردة والتي تسير بجوار السواحل الأسترالية على تشكيل الخصائص المناخية لهذه السواحل . فيعمل تيار شرق أستراليا الدفئ الذي يسير بجوار ساحل كوينزلاند على إرتفاع درجة حرارة هواء هذا الساحل في حين يعمل تيار غرب أستراليا البارد الذي يسير بجوار الساحل الغربي للقارة على إنخفاض درجة حرارة الهواء الملامس لسطح هذه المناطق الساحلية الغربية . فبينما يبلغ المتوسط السنوي لدرجة الحرارة في برسبين على الساحل الشرقي نحو (٢٥,١م) نجدها في جلادستون (على نفس دائرة عرض المدينة السابقة ولكنها تقع كلها على الساحل الغربي لأستراليا) نحو ٢٠,٢م إلا أن أهم ما يميز الظروف المناخية للقارة كذلك هي أحوال الضغط الجوي فوقها وعلاقتها بمراكز الضغط المختلفة فوق المناطق المجاورة لقارة أستراليا خلال فصول السنة . ومن ثم يحسن أن نشير إلى أهم عناصر المناخ التي تشكل الظروف المناخية لقارة أستراليا .

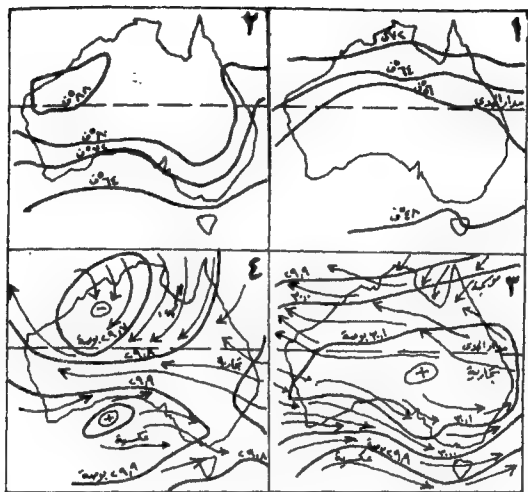
١- الحرارة :

حيث تتعامد الشمس على مدار الجدى خلال فصل الصيف الجنوبي (يناير) يتميز الهواء الملامس لسطح القارة خلال هذا الفصل بإرتفاع درجة حرارته وتكاد لا تنخفض درجة حرارة هواء أى مكان من القارة عن ٧٢ف ، اللهم فيما عدا الأطراف الجنوبية الشرقية والجنوبية منها . فخلال هذا الفصل تتراوح درجة حرارة السهول الجنوبية الشرقية والجنوبية من القارة فيما بين ٧٠ - ٨٠ف ، في حين ترتفع درجة حرارة بقية أجزاء القارة عن ٨٠ف . ويعد القسم الشمالى الغربى أدنى أجزاء أراضي القارة الأسترالية إذ تزيد درجة حرارة الهواء الملامس لسطحه عن ٨٨ف ، وتنخفض درجة

حرارة الهواء الملامس لسطح جزيرة تسمانيا خلال الفصل هن ٨٤ف .
(شكل ١٠٠) .

ومن ثم يتضح أن القسم الغربى الداخلى يعد أعلى حرارة من القسم الشرقى للقارة خلال فصل الصيف الجنوبى وعلى سبيل المثال نلاحظ أن متوسط درجة حرارة شهر يناير فى اليس اسبرنج يبلغ نحو ٨٢ف ، وفى داروين ٨٤ف ، وفى بروم ٨٦ف ، فى حين يبلغ فى سيدنى ٧٢ف ، وفى أدليد ٧٤ف

وخلال فصل الشتاء الجنوبى (يوليو) تتعامد الشمس على مدار السرطان فى نصف الكرة الشمالى ومن ثم تنخفض درجة حرارة الهواء الملامس لسطح القارة كثيراً عما كانت عليه خلال فصل الصيف الجنوبى (يناير) ويكاد الخط الحرارى المتساوى ٥٦ف ، ينصف القارة الأسترالية إلى قسمين مختلفين هما : القسم الشمالى وترتفع درجة حرارة الهواء الملامس لسطحه عن ٥٦ف . والقسم الجنوبى وتنخفض درجة حرارة الهواء الملامس لسطحه عن ذلك وتعد الأطراف الشمالية لقارة أستراليا أدفأ أجزاء القارة خلال هذا الفصل إذ تزيد درجة حرارة الهواء الملامس لسطحها عن ٧٢ف (شكل ١) وعلى ذلك نلاحظ أن متوسط درجة حرارة شهر يونيو (الشتاء الجنوبى) لمدينة داروين نحو ٧٧ف وفى كوك تاون Cook Town (على الساحل الشمالى الغربى لأستراليا) نحو ٧٩ف ، فى حين تنخفض درجة الحرارة خلال هذا الفصل فى القسم الجنوبى من أستراليا حيث تبلغ فى برث نحو ٥٥ف ، وفى أدليد ٥١ف وفى ملبورن نحو ٤٨ف ، وفى سيدنى نحو ٥٢ف ، ومن ثم يتضح أن المدى الحرارى الفصلى للمناطق الداخلية الغربية القارية من أستراليا يعد كبيراً حيث يتراوح من ٢٠ إلى ٤٢ف . (شكل ١٠٠) .



(شكل ١٠٠) الحرارة والضغط والرياح خلال فصلي الشتاء والصيف الجنوبيين
في قارة أستراليا

- ١- خطوط الحرارة المتساوية خلال فصل الشتاء الجنوبي .
- ٢- خطوط الحرارة المتساوية خلال فصل الصيف الجنوبي .
- ٣- خطوط الضغط المتساوي والرياح خلال فصل الشتاء الجنوبي .
- ٤- خطوط الضغط المتساوي والرياح خلال فصل الصيف الجنوبي .

٢- الضغط والرياح :

أ- خلال فصل الصيف الجنوبي :

تبعاً لشدة حرارة الهواء الملامس لسطح المناطق الداخلية القارية من أستراليا خلال هذا الفصل تتكون منطقة كبرى من الضغط المنخفض (٢٩.٧ بوصة) تتركز فوق القسم الشمالي الغربي من القارة في حين يتمثل فوق المسطحات المائية المجاورة مراكز من الضغط المرتفع . على ذلك تهب الرياح من فوق المسطحات المائية المجاورة صوب مراكز الضغط المنخفض التي تحتل القسم الغربي من القارة . فتهب الرياح الموسمية الشمالية على الساحل الشمالي للقارة وتسقط أمطاراً غزيرة فوق السهول الساحلية الشمالية وتقل كمية الأمطار الساقطة كلما إتجهت الرياح جنوباً نحو مراكز الضغط المنخفض وخاصة بعد أن تعبر منطقة ظل المطر التي تتمثل على السفوح الجنوبية لسلاسل مرتفعات باركلي وهضبة كمبرلي كما تهب الرياح التجارية الجنوبية الشرقية وتسقط أمطاراً غزيرة فوق السهول الساحلية الجنوبية لأستراليا وتقل كمية الأمطار كلما إتجهنا غرباً صوب مراكز الضغط المنخفض وخاصة بعد أن تعبر منطقة ظل المطر التي تتمثل على السفوح الغربية لمرتفعات الألب الأسترالية

وبتبعاً لتعامد الشمس على مدار الجدى خلال هذا الفصل فلا تهب الرياح العكسية الغربية إلا فوق نطاق ضيق من اليابسة الأسترالية تتمثل في الأطراف الجنوبية الشرقية والجنوبية الغربية من القارة وفوق جزيرة نسمانيا أو بمعنى آخر تسقط هذه الرياح أمطارها فوق أراضي أستراليا الواقعة إلى الجنوب من دائرة عرض ٣٥ جنوباً

ب- خلال فصل الشتاء الجنوبي

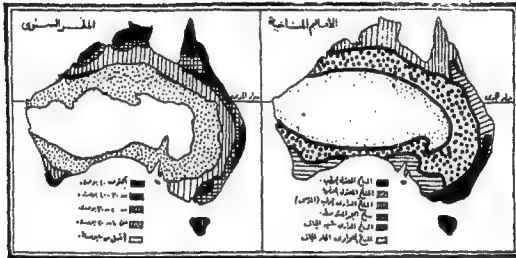
خلال هذا الفصل تتزحزح النطاقات المناخية الكبرى صوب الشمال تبعاً لحركة الشمس الظاهرية في نصف الكرة الشمالي وتعامدها على مدار السرطان . وتنخفض درجة حرارة الهواء الملامس للمناطق الداخلية القارية كثيراً عما كانت عليه خلال فصل الصيف الجنوبي . ويتكون فوق غرب

أستراليا منطقة كبرى من الضغط المرتفع (٣٠.١ بوصة) لا تساعد كثيراً على جذب الرياح الرطبة التي تهب من المسطحات المائية صوب اليابسة . ففي خلال هذا الفصل تهب الرياح التجارية الجنوبية الشرقية على الساحل الجنوبي والشرقي من القارة . إلا أن نطاق هبوبها يتوزع شمالاً تبعاً لحركة الشمس الظاهرية كما أن الرياح لا تهب بسرعة صوب المناطق الداخلية تبعاً لتركز الضغط المرتفع فوق هذه المناطق الأخيرة ثم تخرج الرياح التجارية الجنوبية الشرقية من القارة وتتجه صوب الشمال الغربي إلى أن تنحرف على يمين إتجاهها في نصف الكرة الشمالي بعد أن تعبر الدائرة الإستوائية . وتبعاً لحركة الشمس الظاهرية شمالاً خلال هذا الفصل يتسع نطاق هبوب الرياح العكسية الغربية إذ تهب فوق المناطق التي تقع إلى الجنوب من دائرة عرض ٣٠ جنوباً . ومن ثم تسقط أمطارها فوق الأراضي الجنوبية الغربية والجنوبية الشرقية من أستراليا وفوق معظم جزيرة تسمانيا .

يتضح من هذا العرض أن الساحل الشمالي لأستراليا ممطر طول العام ، إلا أنه أغزر مطراً خلال الصيف الجنوبي فبينما تتراوح كمية الأمطار الساقطة فوقه خلال الفترة من أول نوفمبر إلى ٣٠ أبريل من ٣٠ - ٥٠ بوصة ، تقل كمية الأمطار الساقطة فوقه خلال الفترة أول مايو إلى ٣١ أكتوبر عن خمس بوصات . أما الساحل الشرقي لأستراليا فهو غزير الأمطار طول العام وتتراوح كمية الأمطار طول العام وتتراوح كمية الأمطار الساقطة فوقه خلال فصل الصيف الجنوبي من ٣٠ إلى أكثر من ٤٠ بوصة في حين تتراوح كمية الأمطار الساقطة فوقه خلال فصل الشتاء الجنوبي من ٢٠ إلى ٤٠ بوصة .

وتعد الأراضي الجنوبية من أستراليا والواقعة إلى الجنوب من دائرة عرض ٢٥ جنوباً ممطرة طول العام بفعل الرياح العكسية الغربية والإنخفاضات الجوية في حين أن تلك التي تقع فيما بين دائرتي عرض ٣٠ - ٢٥ جنوباً تسقط الأمطار فوقها خلال فصل الشتاء فقط ، أما السهول الوسطى بأستراليا فهي شبه جافة لوقوعها في مناطق ظل المطر . وشد

أجزاء أستراليا جفافاً هي المناطق الغربية حيث تصل إليها الرياح الموسمية والتجارية جافة كما أنها تخرب عن نطاق هبوب الرياح العكسية .



(شكل ١٠١) للمطر السنوي والأقاليم المناخية في قارة أستراليا

ومن دراسة خريطة التوزيع الجغرافي لكمية الأمطار السنوية الساقطة فوق قارة أستراليا يتضح أن أغزر المناطق مطراً تتمثل فوق السهول الشرقية والشمالية والأطراف الجنوبية الغربية من أستراليا ، وفوق جزيرة تسمانيا ، إذ تتراوح كمية الأمطار السنوية فوق هذه المناطق من ٤٠ إلى أكثر من ١٢ بوصة (شكل ١٠١) وتعد مناطق السهول الوسطى الأسترالية شبه جافة إذ تتراوح كمية الأمطار السنوية الساقطة فوقها من ١٠ - ٢٠ بوصة . أما الصحراء الغربية الأسترالية فتقل كمية الأمطار السنوية الساقطة فوقها عن خمس بوصات .

الأقاليم المناخية فى قارة أستراليا

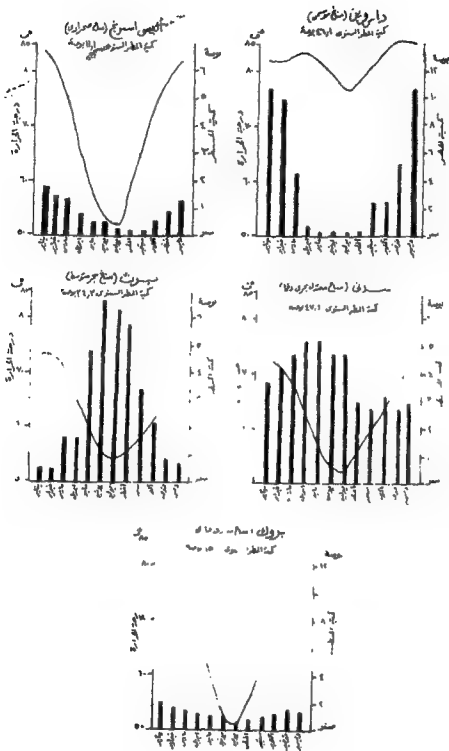
تبعاً لتنوع الظروف المناخية من مكان إلى آخر فوق قارة أستراليا يمكن أن نميز عدة أنواع من الأقاليم المناخية (شكل ١٠١) تتمثل فيما يلى :

١- إقليم المناخ الموسمي المدارى (السودانى) :

وهو يشغل القسم الشمالى من قارة أستراليا ولا تقل درجة حرارة ابرد شهور السنة فيه عن ٧٥°ف ، وتسجل أعلى درجات الحرارة الشهرية خلال شهري نوفمبر وديسمبر (الصيف الجاف) حيث يبلغ متوسطهما الشهري نحو ٨٦°ف ، فى حين يبلغ متوسط درجة حرارة شهر يوليو (الشتاء الجاف) نحو ٧٧°ف ، ومن ثم لا يتعدى المدى الحرارى الفصلى عن ٩°ف وتسقط الأمطار فوق هذا الإقليم بغزارة خلال فصل الصيف - الجنوبي . وتوضح البيانات المناخية الخاصة بمحطة مدينة داروين (متوسط ارتفاعها ٩٧ قدماً) الحصائص العامة لمناخ لهذا الإقليم)

	يناير	فبراير	مارس	أبريل	مايو	يونيو	يوليو	أغسطس	سبتمبر	أكتوبر	نوفمبر	ديسمبر
الحرارة (ف°)	٨٤	٨٣	٨٤	٨٤	٨٤	٧٩	٧٧	٧٩	٨٣	٨٥	٨٦	٨٥
كمية المطر (بوصة)	١٠.٧	١	٤.٥	٧	٢	١	١	٥	٢١	٢١	٥.٣	١.٣

ومن دراسة المنحنى الحرارى السنوى لمدينة داروين (شكل ١٢) يتضح وجود قمة حرارية صيفية وإنخفاض حرارى شتوى (خلال شهر يوليو) ، وتبلغ كمية المطر السنوى هنا نحو ٤٦.١ بوصة إلا أن ٩٠٪ منها تسقط خلال الفترة من أبريل حتى نهاية مارس ، فى حين تعد أشهر ديسمبر ويناير وفبراير (الصيف الجنوبي) أغزر شهور السنة مطراً حيث يبلغ نصيبهم السنوى نحو ٣٠.٦ بوصة من المطر .



(شكل ١٠٢) منحنيات الحرارة وأعمدة المطر السنوية لبعض محطات الرصد الجوي في استراليا .

٢- إقليم المناخ الصحراوي الحار الجاف :

يغطي هذا الإقليم المناخي معظم النصف الغربي من القارة ويسود في مساحة تزيد عن ١ مليون ميل^٢ . وتبعاً لإتساع مساحة هذا الإقليم وبعده عن المؤثرات البحرية وندرة الأمطار الساقطة فوق أجزائه يتميز بمناخه القاري ، فمتوسط درجة حرارة فصل الصيف الجنوبي (يناير) تبلغ نحو ٨٤°ف ، في حين يبلغ متوسط درجة حرارة فصل الشتاء الجنوبي (يوليو) نحو ٥٢°ف ، ومن ثم فإن المدى الحراري الفصلي يبلغ نحو ٣٢°ف ، ونادراً ما تسقط الأمطار فوق أجزاء هذا الإقليم وخاصة تلك التي تقع في الأطراف الغربية من القارة . وتوضح البيانات المناخية الخاصة بمدينة أليس اسبرنج في غرب أستراليا الخصائص العامة لمناخ هذا الإقليم .

	يناير	فبراير	مارس	أبريل	مايو	يونيو	يوليو	أغسطس	سبتمبر	أكتوبر	نوفمبر	ديسمبر
الحرارة (°ف)	٨٤	٨٢	٧٦	٦٧	٥٩	٥٤	٥٢	٥٨	٦٦	٧٣	٧٩	٨٢
كمية المطر (بوصة)	١,٨	١,٧	١,٣	٠,٩	٠,٦	٠,٦	٠,٤	٠,٤	٠,٤	٠,٧	٠,٩	١,٣

وتعد منطقة أليس اسبرنج أكثر حظاً من بقية الإقليم الصحراوي الجاف حيث يسقط هنا نحو ١١ بوصة من المطر توزع على أشهر السنة ويزداد المطر خلال أشهر الشتاء الجنوبي ، حيث تتأثر هذه المنطقة ببعض الإنخفاضات الجوية الشتوية التي تؤثر في مناخ إقليم البحر المتوسط ، والذي يقع نطاقه إلى الجنوب مباشرة من الإقليم الصحراوي في أستراليا .

٣- إقليم المناخ المعتدل البحري الدافئ :

ويتركز هذا الإقليم المناخي بالقسم الجنوبي الشرقي من قارة أستراليا ويطلق عليه اسم مناخ شرق أستراليا ويتميز بإعتدال درجة حرارته خلال

فصل الصيف الجنوبي (يناير) حيث يبلغ متوسطها نحو ٧٢ف ، وبيروتة خلال فصل الشتاء الجنوبي (يوليو) حيث يبلغ متوسط درجة حرارة هذا الفصل نحو ٥٢ف . وتتعرض أجزاء هذا الإقليم إلى رياح محلية شديدة باردة تهب نحو مؤخرة الإنخفاضات الجوية من الجنوب الغربى وتنحدر فوق السفوح الجنوبية الشرقية لمرتفعات الألب الأسترالية . ويتميز الإقليم بغزارة أمطاره طوال أشهر السنة وذلك تحت تأثير الرياح التجارية الجنوبية الشرقية وتتراوح كمية الأمطار السنوية الساقطة هنا من ٤٠ إلى أكثر من ٨٠ بوصة . وتوضح البيانات المناخية الخاصة بمدينة سيدنى Sydney فى جنوب شرق أستراليا الخصائص المناخية العامة لهذا الإقليم

	يناير	فبراير	مارس	أبريل	مايو	يونيو	يوليو	أغسطس	سبتمبر	أكتوبر	نوفمبر	ديسمبر
الحرارة (ف°)	٧٢	٧١	٦٩	٦٤	٥٩	٥٤	٥٢	٥٥	٥٩	٦٣	٦٧	٧٠
كمية للطر (بوصة)	٣,٧	٤,٢	٤,٨	٥,٢	٥,١	٤,٨	٤,٨	٣,	٣,٩	٣,٢	٢,٨	٢,٩

ومن دراسة المنحنى الحرارى السنوى لمدينة سيدنى يتضح ظهور قمة حرارية خلال فصل الصيف الجنوبي (٧٢ف) فى حين تنخفض الحرارة شتاء وتصل أدنى درجة لها خلال شهر يوليو (٥٢ف) وتتوزع الأمطار خلال أشهر السنة وتبلغ كميتها السنوية نحو ٤٧,٤ بوصة ، إلا أن أشهر الشتاء الجنوبي تعد أغزر مطراً عن بقية أشهر السنة . (شكل ١٠٢) .

٤- إقليم مناخ البحر المتوسط :

ويشغل الأطراف الجنوبية الغربية من القارة ويضم الأطراف الجنوبية الغربية من ولاية فيكتوريا . ويتميز هذا الإقليم المناخى بجفافه وارتفاع درجة حرارته خلال فصل الصيف الجنوبي (يناير) حيث يصل متوسطها إلى نحو ٧٣ف ، وإعتدال درجة حرارته خلال فصل الشتاء الجنوبي (يوليو)

حيث يصل متوسطها إلى نحو ٥٥ ف، وتسقط الأمطار فوق أجزاء هذا الإقليم الذى يمتد فيما بين دائرتي عرض ٢٠ - ٢٥ جنوباً خلال فصل الشتاء الجنوبي بفعل أمطار الرياح العكسية والإنخفاضات التى تصحب هذه الرياح . وتسجل أعلى كمية الأمطار الساقطة خلال أشهر يونيو ويوليو وأغسطس حيث يبلغ مجموع كمية الأمطار الساقطة خلال هذه الأشهر نحو ٥٠٪ من جملة كمية الأمطار السنوية الساقطة والتى تتراوح عامة من ٢٠ - ٣٥ بوصة ، وتوضح البيانات المناخية الخاصة بمدينة برث Perth الواقعة فى جنوب غرب أستراليا (ارتفاعها ١٩٧ قدم) الخصائص المناخية العامة هذا الإقليم المناخى .

	يناير	فبراير	مارس	أبريل	مايو	يونيو	يوليو	أغسطس	سبتمبر	أكتوبر	نوفمبر	ديسمبر
الحرارة (ف)	٧٣	٧٤	٧١	٦٦	٦٠	٥٦	٥٥	٥٦	٥٨	٦١	٦٥	٧١
كمية المطر (بوصة)	٠,٣	٠,٣	١,٧	١,٧	٤,٩	٦,٦	٦,٤	٥,٦	٣,٣	٢,١	٠,٨	٠,٦

ومن دراسة المنحنى الحرارى السنوى لمدينة برث يمكن أن نميز قمة حرارية كبرى خلال فصل الصيف الجنوبى تبلغ ذروتها خلال شهر فبراير (٧٤ف) ، فى حين تنخفض درجة الحرارة فى الشتاء الجنوبى وتصل أدنى درجة لها خلال شهر يوليو (٥٥ف) ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى هنا يصل إلى نحو ١٩ف . وخلال الفصل الشتوى المنخفض تزداد كمية الأمطار الساقطة ويعد شهر يوليو أغزر شهور السنة مطراً . وتصل كمية المطر السنوى هنا نحو ٣٤,٣ بوصة . (شكل ١٠٢) .

٥- إقليم مناخ المدارى القارى :

ويشغل نفس العروض التى يسود فيها مناخ البحر المتوسط إلا أن هذا الإقليم يحتل المناطق الداخلية من اليابس ومن ثم فهى شبه جافة . ويسود هذا المناخ فى القسم الأوسط من القارة الأسترالية وفى حوض مرى ودارلنج

وقد يطلق عليه إسم مناخ ريفرنا Reverina تبعاً لظهور المميزات العامة لهذا المناخ بصورة واضحة فى القسم الأعلى من حوض نهر مرى والذي يعرف باسم ريفرنا . ويتميز هذا الإقليم المناخى بكونه قارياً حيث يبلغ متوسط درجة حرارة فصل الصيف الجنوبى (يناير) نحو ٨٤ف ، فى حين يبلغ متوسط درجة حرارة فصل الشتاء الجنوبى (يوليو) نحو ١٥ف ، ومن ثم فإن المدى الحرارى الفصلى يصل إلى نحو ٣٣ف ، أما الأمطار فهى قليلة ، إلا أن سقوطها منتظم طول العام ، وبمعدل بوصة واحدة شهرياً . وتوضح البيانات المناخية لمدينة بروك Brouke على نهر دارلنج (متوسط إرتفاعها ٤٦٠ قدم) الخصائص المناخية العامة لهذا الإقليم المناخى .

	يناير	فبراير	مارس	أبريل	مايو	يونيو	يوليو	أغسطس	سبتمبر	أكتوبر	نوفمبر	ديسمبر
الحرارة (ف°)	٨٤	٨٣	٧٧	٦٨	٥٨	٥٤	٥١	٥١	٦٣	٧٠	٧٦	٨١
كمية المطر (بوصة)	٢	١٩	١.٦	١.٤	١.١	١	٦	٩	١	١١	١.٢	١.١

ومن دراسة المنحنى الحرارى السنوى لمدينة بروك يتضح إنخفاض درجة الحرارة إنخفاضاً كبيراً خلال فصل الشتاء الجنوبى فى حين تظهر قمة حرارية كبرى خلال فصل الصيف الجنوبى أعلى درجة حرارة لها خلال شهر يناير (٨٤ف) . وعلى الرغم من أن الأمطار موزعة على كل أشهر السنة إلا أن كمية المطر الشهرى لا تتعدى ٢ بوصة وتبلغ كمية المطر السنوى نحو ١٥ بوصة . (شكل ١٠٢) .

المراجع التي ورد ذكرها في الكتاب

أولاً ، المراجع العربية

- ١- د. إبراهيم رزقانة وآخرون « الجغرافية الطبيعية » القاهرة (١٩٦٤) .
- ٢- د. أحمد رياض تركي وآخرون « المعجم العلمي المصور » القاهرة (١٩٦٣) .
- ٣- د. حسن أبو العينين « كوكب الأرض » الطبعة الأولى (١٩٦٩) ، الطبعة العاشرة - الإسكندرية (١٩٨٨) .
- ٤- د. حسن أبو العينين « أصول الجيومورفولوجيا » الطبعة الأولى (١٩٦٥) ، الطبعة الحادية عشرة - الإسكندرية (١٩٩٦) .
- ٥- د. حسن أبو العينين « دراسات في جغرافية البحار والمحيطات » الطبعة الأولى (١٩٦٧) الطبعة التاسعة - الإسكندرية (١٩٩٦) .
- ٦- د. حسن أبو العينين « جغرافية العالم الإقليمية » الطبعة الأولى (١٩٦٨) ، الطبعة العاشرة - الإسكندرية (١٩٩٠)
- ٧- د. حسن أبو العينين « لبنان ، دراسة في الجغرافية الطبيعية » بيروت - دار النهضة العربية (١٩٨٠) .
- ٨- د. حسن أبو العينين « أصول الجغرافيا المناخية » الطبعة السادسة - الإسكندرية (١٩٨٨) .
- ٩- د. حسن أبو العينين « دولة الإمارات العربية المتحدة ، دراسات وبحوث جغرافية » عمان - الأردن (١٩٩٦) .
- ١٠- د. حسن أبو العينين « الأساليب العلمية الحديثة ندوة الاتجاهات الحديثة وعم الجغرافية - جامعة الإسكندرية - نوفمبر ١٩٩٥ .
- ١١- د. حسن أبو العينين « من الإعجاز العلمي في القرآن الكريم - مع آيات الله في السماء » مطبعة العبيكان - الرياض (١٩٩٦) .
- ١٢- د. حسن أبو العينين « من الإعجاز العلمي في القرآن الكريم - مع آيات الله في الأرض » مطبعة العبيكان - الرياض (١٩٩٦) .
- ١٣- د. خالد العنقري « تطبيق نظم المعلومات في الجغرافية » مجلة الجغرافية الكويتية ، ١٣٤ (١٩٩٠) ١ - ٥٧ .
- ١٤- د. عبد القادر عبد العزيز على « المرحلة بين تجميع البيانات

- الجغرافية وإسخالها في الحاسب الآلى » .
المجلة الجغرافية العربية - العدد ١٣ (١٩٨١) ص ١٢١ - ١٣٥ .
١٥- د. عبد القادر عبد العزيز على « الأتمار الصناعية الميئورولوجية »
مجلة كلية الآداب - العدد الثانى (١٩٨٢) جامعة طنطا .
١٦- د. عبد القادر عبد العزيز على « استخدام الحاسب الآلى فى عمل
خرائط السائ SYMAP »
مجلة كلية الآداب والعلوم الإنسانية - جامعة الملك عبد العزيز - جدة (١٩٨٣) .
١٧- د. عبد العزيز طريح شرف « الجغرافيا المناخية والنباتية »
الجزء الأول - الطبعة الثالثة - الإسكندرية (١٩٦١) .
١٨- د. على على الهنا « أسس الجغرافيا المناخية والنباتية »
بيروت (١٩٦٨) .
١٩- د. على على الهنا « الإستشعار من بعد »
الكويت (١٩٨٢) ص ١٣٢ .
٢٠- د. فهمى هلالى هلالى أبو العطا « الطقس والمناخ الإسكندرية »
(١٩٧٠) .
٢١- د. محمد إسماعيل الشيخ « الأتمار الصناعية والمناخ »
مقال مترجم مجلة الجمعية الجغرافية الكويتية - نشرة رقم ٥٦
أغسطس (١٩٨٢) ص ١ - ٥٥ .
٢٢- د. محمد إسماعيل الشيخ « رصد الظواهر الأرضية والميئورولوجية
بالاتمار الصناعية »
مقال مترجم - مجلة الجمعية الكويتية - نشرة رقم ٥٠ - فبراير (١٩٨٢)
ص ١ - ٥٥ .
٢٣- د. محمد جمال الدين الفندى « الطبيعة الجوية » - القاهرة (١٩٦٢) .
٢٤- د. محمد عبد الرحمن الجنائنى « الهيدرولوجيا » - بيروت (١٩٨١) .
٢٥- د. محمد عبد الله الصالح « مرئية الإستشعار من بعد » الرياض (١٩٩٢) ١ - ١١٢

- محمود حامد محمد « الظواهر الجوية في القطر المصري »
القاهرة (١٩٢٧) .

٢٦- محمود حامد محمد « الميتورولوجية » القاهرة (١٩٤٦) .

٢٧- د. محمود عبد الوهاب و د. الوهيدى فراج الوهيدى

مبادئ البصريات الطبيعية والصوتيات والحرارة ،

كلية العلوم - جامعة الإسكندرية (١٩٧٩) .

٢٨- د. مهدى الصحاف « الموارد المائية في العراق »

الجمهورية العراقية - وزارة الإعلام بغداد (١٩٧٦) .

، ثانياً ، المراجع الأجنبية
(التي ورد ذكرها في الكتاب)

- 1- Bagnouls, F. et H. Gaussen , " Les climats biologique et leur classification " , Ann . Geograph . vol. 66 (1957) p. 193 - 220 .
- 1b- Barrett . E.C., " Climatology From Satellites " , Methuen , London (1974) .
- 2- Barry . R.G., and Chorley , R.J., " Atmosphere and Climate " , Methuen , London , (1969) .
- 3- Blair , T.A., " Weather elements " . Fourth edition , Englewood Cliffs , Prentice - Hall , N.J (1960)
- 4- Baranigan , J.J., " Europe " , Macdonald and Evans , London (1965)
- 5- Budyko , M.J., " The heat balance of the earth's surface " Trans by Nina A Stepanova U.S.. Weather Bureau , Chicago (1958).
- 6- Byers, H.R. " General meteorology " . Mc Graw-Hill, N.Y 3rd edi . (1959)
- 7- Carter, D B., Mather, J.R., " Climatic Classification for environmental biology " Publ Clim . Lab of Clim vol 19 (1966) p. 305 395
- 8- Cassedy , J.H. " Meteorology and Medicine " Jour Hist Med Sci vol 24 (1969)
- 9- Chang, Jen Hu, " Climate and Agricultural " Chicago , (1968) .
- 10- Conrad, V ., " Fundamentals of physical climatology " Harvard Univ. Miclton, Mass. (1942) .
- 11- Court, Arnold, " Duration of very hot temperatues " Bull. Am . Met Soc., vol 33 part 4 (1952) 140 - 149 .
- 12- Crowe , P.R. " Wind and Weather in the Equatorial Zone " . Inst. Brit. Geog. Trans. and papers , vol. 17 (1951) p. 21 - 76 .

- 13- De Martonne, E. " Traite de geographie physique " , Neuvieme edition , Paris (1957) .
- 14- Douglas , A.C, " Cloud reading for pilots " , London (1947) .
- 15- Edward, A. Ackerman , " The Koppen classification of climate in North America " . Geog . Rev . vol 31 (1941) p. 105 - 111 .
- 16- Encyclopedia Americana - Colien Inco. (1992) .
- 17- Encyclopedia , Mc Graw Hill (1993) .
- 18- Fletcher , N.H., " Freezing Nuclei , Meteors and Rainfall " Science, vol. 134 (1961) p. 361 - 367 .
- 19- Flohn, H, " Studien Zur allgemeine Zirkulation der Atmosphere" , Ber. deut Wellerdienstes in der U.S. Zone No. 18 (1950) p. 28 - 32 .
- 20- Flohn, H ., " Neue Anschauungen uber die allgemene Zirkulation der Atmosphere und ihre Klimatische Bedeutung " , Erdkunde, vol 4 , (1950) p. 155 - 159 .
- 21- Flohn , H., " Grundzuge der atmospharischen Zirkulation " Deutscher Geographentage , Frankfurt , Vol 28 (1952) p. 105 - 118.
- 22- Flohn, H., " Zur Frage der Einteilung der Klimazonen ; Erdkunde , vol ., (1957) , 161 - 175 .
- 23- Flora , S.D., " Tornadoes of the United States " Norman Okla. Univ ., (1953) p. 37 - 50 .
- 24- Garbell , M.A., " Tropical and equatorial meteorology " , Pitman , New York , (1947) .
- 25- Geiger , R , " The Climate near the ground ." Harvard Univ. Press , Mass. (1957) .
- 26- Gordon , A.H., " Elements of dynamic meteorology " Princeton , N.J. (1962) .

- 27- Gresswell , K.R., " Physical geography " Longman 4 th edi .
(1972)
- 28- Hare , F.K., " The restless atmosphere " , London (1953) .
- 29- Hare, Kenneth , " The Stratosphere " , Geog Rev ., vol. 52
part 4 (1962) p. 525 - 547
- 30- Haurwitz , B., " Dynamic Meteorology. " , Mc Graw-Hill,
N.Y (1941)
- 31- Hodgson, T.A. Sir . " Short-term effects of air pollution on
Mortality " Environ-Sci Tech vol 4 (1970)
- 32- Holdridge, L.R, " Simple method for determining potential
evapotranspiration from temperature data Science, vol 130
(1959)
- 33- Houghton H G (On the annual heat balance of the northern
hemisphere Jour Meteorology 11 part 1 (1954) 1-9
- 34- Howard Critchfield General climatology Prentice
Hall N Y 2ed edi (1966)
- 35 Jones. S.B. Classification of North American Climates "
Econ Geog vol 8, 1932) p 205-208
- 36- Kendrew W G Climate Oxford Univ Press (1938) 3rd
edi (1949)
- 37- Kendrew . W G The climate of the continents Oxford
Fifth edi (1961)
- 38- Koeppe C.E Weather and climate " N Y Mc-Graw-Hill
(1958)
- 39- Koppen, W., " Grundriss der Klimakunde " Berlin . (1931) .
- 40- Koppen, W., " Hand buch der klimatologie " Berlin (1930 -
1933)
- 41- Koppen, W., " Das geographische system der Klimate " , vol .

1 Part C., Berlin (1936) .

- 42- Landsberg, H.E., " Microclimatic Research in relation to building construction " , in weather and building industry , BRAB, Conf. Report 1 Washington (1950) .
- 43- Landsberg, H.E., and Jacobs W.C., " Applied climatology, .. in T.F. Malone " , " Compendium of meteorology " , Amer. Meteor. Soc. Boston (1951) .
- 44- Landsberg , H.E., " Physical climatology " , 2nd edi , Du Bois (1960).
- 45- Lang . K.R., " Wanderers in Space " Camb. Univ. Press (1991).
- 46- Lee , L.D., " Physical Geog. " Prenticeltall , (1989) .
- 50- Mater, J.R., " Climatology , fundamentals and applications " . Mc-Grw-Hill, N.Y. (1974)
- 51- Maury, M.F., " The physical geography of the sea " , London (1855) .
- 52- Miller , A.A., " The skin of the earth " Methuen, London (1953) .
- 53- Miller , A.A., " Climatology " , Methuen , London (1957) .
- 54- Mitchell , J.M.Jr., " The thermal climate of cities ... " in " Air over cities " . A Troft Sanitarr Eng. Center. Tech. Report A. 62 - 5 (1962) .
- 55- Nicholas, F.W., " The changing from of the urban heat Island of Metropolitan Washington " , Tech papers, Amer Cong. on Surveying and Mapping, March 7 - 12 Washington (1971) .
- 56- Olgyay, V., " Design with climate, Bioclimatic approach to Architectural Regionalism " , N.J. (1963) .
- 57- Paterson, J.I., " The climate of cities ... " Public Health Survey, Not Air. pollution Control, Andin. Publ. AP . 59 (1969) p.

1 - 48 .

- 58- Pettersen, S., " Introduction to meteorology " , Mc-Graw-Hill, N.Y. (1969) .
- 59- Riel. Herbert., " Introduction to the atmosphere " , Mc-Graw-Hill, N.Y. (1972) .
- 60- Robert D. " Dynamic Astronomy " N.J. (1989) .
- 61- Robert, J. " Artificail Satellites and the earth's atmosphere " , Scient. Am. vol. 201 part 2 (1959) p. 37 - 73 .
- 62- Russell, J.A., " The problem, method and conclusions in industrial operations under extremes of weather " Meteorol . Monographs, vol. 2 no. 9 (1957)
- 63- Simpson, R.H., " On the movement of tropical cyclones " . Trans. Amer. Geophy. Union. vol. 27 (1946)
- 64- Stamp, D.L., " A glossary of geographical terms " , Longmans, London (1961)
- 65- Strahler. A.N., " Introduction to physical geography " , Wiley, 3rd edi (1969)
- 66- Sutton G. Sir, " Scales of temperature; Weather, vol. 18 part 5 (1963) , 130 - 134
- 67- Taylor, G.F. " Aeronautical meteorology " , Pitman. N.Y. (1938)
- 68- Terjung, W.H., " Physiologic Climates ... A bioclimatic classification " Ann.
- 69- Theodore P.S., " The Dynamic Universe " , West Pub. Company (1991) .
- 70- Trewartha, G.T., " An Introduction to climate " , Mc Graw-Hill, N.Y. (1954) .
- 71- Thornthwaite, C.W. and Holzman, B., " The determination of evaporation from land and water surfaces " , Monthly Weather

Review, vol. 67 (1939) p. 4 - 11 .

- 72- **Thorntwaite, C.W.**, " The climate of the earth " , Geog. Rev., vol 23 (1933) p. 433 - 440 .
- 73- **Thorntwaite, C.W.**, " An Introduction to climate " , Mc-Grw-Hill, N.Y. 1st edi. (1937) and 3 rd edi ; (1954) .
- 74- **Thorntwaite, C.W.**, " The climate of North Americaccording to a new classification " Geog. Rev., vol 21 (1931) p. 633 - 655.
- 75- **Thorntwaite, C.W.**, " An approach toward a rational classification of climate " , Geog. Rev. vol. 38 (1948) p. 55 - 94 .
- 76- **Waggoner, P.E.**, " Agricultural meteorology " Meteorol. Monograph. vol 6 no. 28 (1965) .
- 77- **Walter, H. and Lieth, H.**, " Klimadiagramm-Wltatlas " , Gustav Fischer verlag, Stuttgart (1964) .
- 78- **Wang, Jen, Yu**, " Agricultural meteorology " , Pacemaker Press, Milwaukee (1963) .
- 79- **Ward, R.**, " Climate " . 2ed. N.Y. (1918) .
- 80- **Willett, H.C.**, " Descriptive meteorology " N.Y. (1944) .
- 81- **Willett, W.C.**, " Fog and Haze " Monthly Rev. vol . 56 (1928) p. 435 - 467 .
- 82- **Woodrow, J.**, " Wartime developmets in applied climatology " , london (1947) .

فهرس محتويات الكتاب

رقم الصفحة

١٠ - ٧

تصدير

١١

مقدمة الطبعة السابعة

الباب الأول

علم المناخ وتطوره وأهميته التطبيقية

والخصائص العامة للغلاف الجوى

الفصل الأول : علم المناخ وتطوره

تعريف علم المناخ وعلم الأرصاد الجوية - علم المناخ
التطبيقي - تطور معرفة الإنسان بعلمى الأرصاد الجوية والمناخ
- التراث الجغرافى الإسلامى وعلم المناخ - مرحلة إختراع أدوات
الرصد الجوى - تطور المعرفة بعلمى الأرصاد الجوية والمناخ منذ
بداية القرن العشرين حتى الوقت الحاضر / محطة الأرصاد
الجوية فى مصر وإستخدامها لمرئيات الأقمار الصناعية - الأقمار
الصناعية المتيورولوجية المتحركة والثابتة .
١٥ - ٤٤

الفصل الثانى : الأهمية التطبيقية للدراسات المناخية :

المناخ والهيدرولوجيا ومصادر المياه والنبات الطبيعى - المناخ
والزراعة والإنتاج الحيوانى - المناخ والصناعة والتجارة وبعض
الأعمال الهندسية - المناخ وطرق النقل - المناخ وملبس الإنسان
وراحته - المناخ وصحة الإنسان - المناخ ومسكن الإنسان وفن
العمارة - الأهمية الجيوستراتيجية لعلم المناخ .
٤٧ - ٦٦

رقم الصفحة

المفصل الثالث : الغلاف الجوى للكرة الأرضية

طبيعة الغلاف الجوى - نشأة الغلاف الجوى - تركيب
الغلاف الجوى - الأقسام الرأسية للغلاف الجوى - طبقة
التروبوسفير - طبقة الستراتوسفير - طبقة الميزوسفير -
طبقة الترموسفير - تلوث الغلاف الجوى - الملوثات فى الهواء
وسقوط الأمطار الحمضية - ثقب الأوزون .
٦٧ - ٩١

الباب الثانى

عناصر المناخ

المفصل الرابع : الإشعاع الشمسى وحرارة الهواء

الشمس المصدر الأعظم لحرارة الغلاف الجوى - الأشعة
الحرارية والضوئية والبنفسجية وفوق البنفسجية -
مورفولوجية الشمس وخصائصها العامة - الإشعاع الشمسى -
العوامل التى تؤثر فى تنوع قوة الإشعاع الشمسى - التوزيع
الجغرافى للإشعاع الشمسى - أدوات وطرق قياس إشراق
الشمس والإشعاع الشمسى - أدوات قياس درجة حرارة الهواء -
لترمومتر البسيط - الترمومتر الحرارى ذو المعدنين -
الترمستور - ترمومتر النهاية العظمى - ترمومتر النهاية
الصغرى - الترموجراف البسيط وذو التسجيل المزدوج - نظم
قياس درجة الحرارة - حساب متوسطات درجات الحرارة -
التوزيع الأفقى والرأسى فى درجة حرارة الهواء .
٩٣ - ١٥٤

المفصل الخامس : الضغط الجوى

تعريف - طرق وقياس الضغط الجوى - مقاييس الضغط
الجوى - التغير الرأسى فى الضغط الجوى - التوزيع الأفقى)
الجغرافى (للضغط الجوى على سطح الأرض - انحدارات
الضغط الجوى ونشوء الرياح .
١٧٩ - ١٥٥

الفصل السادس : الرياح

(طرق رصدھا والعمل التي تؤثر في اتجاهها وسرعتها ودورتها العامة) .

الرصد الجوي للرياح - طرق رسم البيانات الخاصة بالرياح -
العوامل التي تؤثر في اتجاه الرياح وسرعتها - اختلاف مقدار
الإشعاع الشمسي - الحركة المحورية للأرض - قوة الاحتكك -
تضرس سطح الأرض - التغير اليومي في سرعة الرياح - الدورة
العامة للرياح - التيارات الهوائية العليا النفاثة . ١٨١ - ٢٠٩

الفصل السابع : أنواع الرياح فوق سطح الأرض

(الرياح الدائمة والرياح الموسمية والرياح المحلية) .

الرياح الدائمة (الرياح التجارية والرياح العكسية أو الغربية ،
والرياح القطبية) ، الرياح الموسمية (في شرقى آسيا ، وفي
جنوب آسيا) الرياح المحلية - الريح المحلية التي تنشأ بفعل تنوع
الأشكال التضاريسية والموقع الجغرافي (نسيم البحر ، ونسيم
البحر ، نسيم الجبل ونسيم الوادي) . الرياح المحلية الحارة التي
تهب نحو مقدمات الإنخفاضات الجوية (الخماسين والسموم
والقبلى والسيروكو والرمستان والبركفيلدز) الرياح المحلية
الجبلية المرتفعة الحرارة ذاتياً والتي تهب نحو مقدمات
الإنخفاضات الجوية (الغهن والشنوك وسانتا أنا) الريح المحلية
الباردة التي تهب نحو مؤخرة الإنخفاضات الجوية (المسترال
والبوربا والنورثر) ٢١١ - ٢٥٢

الفصل الثامن : الكتل الهوائية

تعريف - الرصد الجوي والتحليل المتيورولوجي للكتل
الهوائية - استقرار الكتل الهوائية وعدم استقرارها - تصنيف
الكتل الهوائية ومجموعتها المختلفة - تعديل الخصائص العامة
للكتل الهوائية - الخصائص العامة للكتل الهوائية التي تؤثر في
طقس ومناخ قارة أمريكا الشمالية - أثر التقاء أو تقابل الكتل

رقم الصفحة

الهوائية المختلفة الخصائص الطبيعية فى تكوين الجبهات -
خصائص الجبهات الدفينة - خصائص الجبهات الباردة . ٢٥٣ - ٢٨٢

المفصل التاسع: الإنخفاضات الجوية والإرتفاعات الجوية والأعاصير أو الزوايع المدارية

تكوين الإنخفاضات لجوية وخصائصها - الجبهة الدفينة فى
الإنخفاض الجوى - الجبهة الباردة فى الإنخفاض الجوى - امتلاء
الجبهات - (الإمتلاء البارد والإمتلاء الدافئ) الإرتفاعات لجوية
أضداد الأعاصير - الأعاصير أو الزوايع المدارية - نشأة الزويع
المدارية ومسالكها - الهريكين - الترنادو - عواصف الرعد
والبرق - أنواع عواصف الرعد والبرق وأسباب حدوثها - مراحل
تكوين عواصف الرعد والبرق - الصواعق - الرصد الجوى
للكتل الهوائية والإنخفاضات الجوية والزوايع المدارية . ٢٨٣ - ٣٢١

المفصل العاشر: الرطوبة والبحر والنتح والتكاثف

بخار ماء فى لهوء - الدورة الهيدرولوجية - الرطوبة -
ضغط بخار الماء - الرطوبة النوعية - الرطوبة المطلقة أو الكلية -
الرطوبة النسبية - طرق قياس الرطوبة - البخر والنتح - طرق
قياس البخر - التكاثف . ٣٢٣ - ٣٤٣

المفصل الحادى عشر: بعض مظاهر التكاثف فى الغلاف الجوى،

تعريف - بعض مظاهر التكاثف فى الهوء القريب من
سطح الأرض (الندى والصقيع والضباب) - أنواع الضباب
النتاج بفعل البخر (ضباب البخر وضباب الجبهات) الضباب
النتاج بفعل تبريد الهوء (ضباب الإشعاع أو الأرضى ، ضباب
التأفق الهوائى ، ضباب المتحدرات الجبلية العليا ، ضباب مختلط
النشأة ، ضباب الضغط الجوى) . التوزيع الجغرافى لأيام حدوث
الضباب فى العالم ، بعض مظاهر التكاثف فى الهوء المرتفع عن
سطح الأرض - البرد - الثلج - السحب (الرصد الجوى
للسحب ، وأنواع السحب) التوزيع الجغرافى للسحب - المطر -

رقم الصفحة

أدوات قياس المطر (الوعاء القياسى للمطر وجهاز قياس المطر ذو العوامة) المتوسطات الحسابية لكميات الأمطار الساقطة - دراسة حالة الأمطار فى منطقة رأس الخيمة وتحليل بياناتها كمياً - أنواع الأمطار (الإنقلابية والتضاريسية والإعصارية) - الإستمطار أو إسقاط المطر صناعياً - العوامل التى تؤثر فى كمية الأمطار الساقطة وتوزيعها الجغرافى - نظم المطر . ٣٤٥ - ٤٣٨

الباب الثالث

طرق تقسيم سطح الأرض إلى أقاليم مناخية

وخصائص هذه الأقاليم ودراسة تطبيقية لها

فى قارتى أوروبا وإستراليا

الفصل الثانى عشر: طرق تقسيم سطح الأرض إلى أقاليم مناخية

تعريف الإقليم المناخى - المحاولات القديمة لتقسيم سطح الأرض إلى أقاليم مناخية - أسس التقاسيم المناخية - دراسة لبعض التقاسيم المناخية (القديمة والحديثة) .

تقسيم دى مارتن للأقاليم المناخية فى العالم .

تقسيم فلاديمير كوين للأقاليم المناخية فى العالم .

تقسيم تريوارتا للأقاليم المناخية فى العالم .

تقسيم ثورنثويت للأقاليم المناخية فى العالم (القديم

والمعدل) .

تقسيم هولدرديدج لأقاليم لأقاليم الحياة الطبيعية .

تقسيم بديكو لمناطق الرطوبة والجفاف فى العالم . ٤٤١ - ٤٨٨

الفصل الثالث عشر: الخصائص العامة للأقاليم المناخية وتوزيعها

الجغرافى على سطح الأرض .

مقدمة - أولاً - المناخات الإستوائية (المناخ الإستوائى -

المناخ المدارى الرطب ، الجاف - المناخ الموسمى) ثانياً : المناخات

رقم الصفحة

المدارية (المناخ شبه المدارى الرطب - مناخ إقليم الحشائش
المدارية وشبه المدارية والمناخ الصحراوى الحار الجاف) . ثالثاً :
المناخات المعتدلة (مناخ البحر المتوسط والمناخ البحرى المعتدل
والمناخ القارى المعتدل ومناخ إقليم الحشائش المعتدلة) رابعاً :
المناخات القطبية (المناخ البارد والمناخ القطبى أو التندرا ومناخ
أقاليم القلنسوات الثلجية) . التغيرات المناخية . ٤٩١ - ٢٩

الفصل الرابع عشر: الأقاليم المناخية فى قارة أوروبا وفى قارة
أستراليا (دراسة تطبيقية) .

العوامل التى تؤثر فى مناخ قارة أوروبا (الموقع وشكل القارة
- وإمتداد السلاسل الجبلية والكتل الهوائية والتيارات البحرية)
خصائص عناصر المناخ فى قارة أوروبا (الحرارة والضغط والرياح
والأمطار بأنواعها) الأقاليم المناخية فى قارة أوروبا / العوامل التى
تؤثر فى مناخ قارة أستراليا (الموقع والمظهر التضاريسى العام
للسطح و"تيارات البحرية) عناصر المناخ فى قارة أستراليا (الحرارة والضغط والرياح والأمطار) ، الأقاليم المناخية فى قارة
أستراليا . ٥٣١ - ٥٦٩

المراجع العربية ٥٧١ - ٥٧٣

المراجع الأجنبية ٥٧٤ - ٥٧٩

فهرس موضوعات الكتاب ٥٨١ - ٥٨٦

رقم الايداع : ١٠٧١٩ / ٩٦

التزقيم الدولي : 6 - 28 - 5009 - 977 I.S.B.N



تم بحمد الله عمل فصل ألوان
الغلاف وجميع الأعمال الفنية
الملونة الداخلية ذات المستوى
الرفيع بمطبعة الانتصار

الانتصار مطبعة
ELENTOR PRESS

غلاف

١٠ ش الوردى كوم الدكة - ت : ٤١٦٥٩٧